

ISSN 0869-592X

Том 31, Номер 1

Январь - Февраль 2023



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 1, 2023

Биостратиграфия девонско-нижекаменноугольных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны (Южно-Муйский хребет, Западное Забайкалье) <i>О. Р. Минина, Н. А. Доронина, А. В. Куриленко, Л. Н. Неберikuтина, В. С. Ташлыков</i>	3
Раннеюрский платобазальтовый вулканизм архипелага Земля Франца-Иосифа: геологические и палинostrатиграфические данные <i>Ю. В. Карякин, Г. Н. Александрова</i>	27
Таксономия и биостратиграфическое значение тоарских двустворчатых моллюсков рода <i>Meleagrinella</i> Whitfield, 1885 <i>О. А. Лутиков, Г. Арп</i>	52
Важнейшие события геологической истории острова Кипр в поздне меловую эпоху <i>Н. Ю. Брагин</i>	85

ДИСКУССИИ

К дискуссии о корреляции разрезов байоса и бата в бассейне реки Ижма, европейский север России <i>В. В. Митта, Л. А. Глинских, В. В. Костылева, Б. Н. Шурыгин, О. С. Дзюба, Б. Л. Никитенко</i>	104
Авторский указатель тома 30, 2022	118

CONTENTS

Vol. 31, No. 1, 2023

Biostratigraphy of the Devonian–Lower Carboniferous Deposits of the Bambui–Olingda Subzone (South Muya Ridge, Western Transbaikalia) <i>O. R. Minina, N. A. Doronina, A. V. Kurilenko, L. N. Neberikutina, and V. S. Tashlykov</i>	3
Early Jurassic Flood Basalt Volcanism on the Franz Josef Land Archipelago: Geological and Palynostratigraphical Data <i>Yu. V. Karyakin and G. N. Aleksandrova</i>	27
Taxonomy and Biostratigraphical Significance of the Toarcian Bivalves of the Genus <i>Meleagrinea</i> Whitfield, 1885 <i>O. A. Lutikov and G. Arp</i>	52
Main Events of the Geological History of Cyprus in the Late Cretaceous <i>N. Y. Bragin</i>	85

DISCUSSIONS

In Addition to Discussion on the Correlation of the Bajocian–Bathonian Sections in the Izhma River Basin, European North of Russia <i>V. V. Mitta, L. A. Glinskikh, V. V. Kostyleva, B. N. Shurygin, O. S. Dzyuba, and B. L. Nikitenko</i>	104
Author's Index of Volume 30, 2022	118

УДК 551.243(574.3)

БИОСТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАМБУЙСКО-ОЛИНГДИНСКОЙ ПОДЗОНЫ (ЮЖНО-МУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2023 г. О. Р. Минина¹, *, Н. А. Доронина¹, А. В. Куриленко¹,
Л. Н. Неберкутина², В. С. Ташлыков¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

*e-mail: minina@ginst.ru

Поступила в редакцию 05.01.2022 г.

После доработки 13.06.2022 г.

Принята к публикации 20.06.2022 г.

Приведены результаты биостратиграфических исследований девонско-нижнекаменноугольных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны Витимкан-Ципинской зоны Байкало-Витимской складчатой системы. Эти отложения, возраст которых пересмотрен на основании многочисленных находок фауны и флоры, выделены из состава рифейских и венд-кембрийских образований. Карбонатная бамбуйская, терригенная чулегминская свиты и терригенно-карбонатная кадалинская толща отнесены к девону. Вулканогенно-терригенная уендектская толща датирована поздним девонем (фамен)—ранним карбоном (турне), а терригенные огненская и аматканская свиты — ранним карбоном (турне и визе соответственно). Внесены существенные изменения в схему стратиграфии палеозоя подзоны. Предложены палеоландшафтные реконструкции для Бамбуйско-Олингдинского бассейна и прибрежных районов суши в девоне—раннем карбоне. Девонский карбонатный комплекс формировался в спокойных условиях мелководного теплого шельфового моря. Смена палеоландшафтной обстановки произошла на границе девона—карбона, осадконакопление толщ значительной мощности продолжалось в обстановках углублявшегося открытого шельфово-склонового палеобассейна, примыкавшего к зоне вулканизма.

Ключевые слова: Байкало-Витимская складчатая система, девон—ранний карбон, стратиграфия, палеонтология, Бамбуйско-Олингдинский бассейн, палеоландшафты

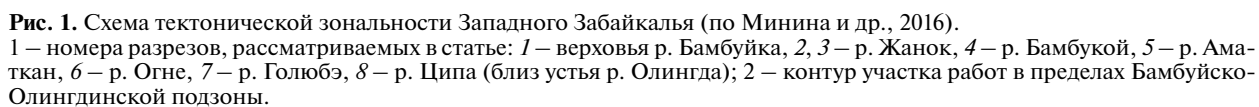
DOI: 10.31857/S0869592X23010052, **EDN:** JNREYE

ВВЕДЕНИЕ

В Западном Забайкалье к настоящему времени установлено широкое распространение разнообразных в формационном отношении отложений девона—карбона, слагающих изолированные участки среди гранитоидов позднепалеозойского Ангара-Витимского батолита (Бутов, 1996; Филимонов и др., 1999; Филимонов, 2003; Минина, Неберкутина, 1999, 2012; Минина, 2003, 2014; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2010; Ненахов, Никитин, 2007; Руженцев и др., 2007, 2010, 2012; Государственная..., 2011 и др.). Эти отложения образуют раннегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части региона (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). В составе этой складчатой системы выделены три структурно-формационные зоны: Удино-Витимская, Витимкан-Ципинская и Турка-Курбинская. Все зоны характеризуются циклическим развитием

и включают вещественные комплексы байкальского (RF—V), каледонского (Є—S₁), раннегерцинского (S₂—C₁¹) и позднегерцинского (PZ₂) структурных этажей, формировавшиеся в определенных геодинамических обстановках (рис. 1). Обоснование объема и возраста верхнепалеозойских отложений этих зон, изучение их вещественного состава, определение фациальной принадлежности, обстановок седиментации остаются актуальными до настоящего времени.

В статье представлены результаты изучения раннегерцинских стратифицированных комплексов первой половины позднего палеозоя Бамбуйско-Олингдинской подзоны Витимкан-Ципинской зоны. Возраст отложений подзоны, ранее считавшихся рифейскими, венд-кембрийскими и кембрийскими, пересмотрен на основании многочисленных находок фауны и флоры (Минина, Гусаревич, 1994; Минина, Неберкутина, 1999, 2002, 2012; Минина, 2003, 2014; Минина и др.,



2010, 2013, 2016; Государственная..., 2001, 2011; Ветлужских и др., 2009). Наши исследования проводились в среднем течении рек Бамбуйка и Ципа, где расположены стратотипические разрезы выделяемых девонско-каменноугольных стратиграфических подразделений (рис. 1).

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Бамбуйско-Олингдинская подзона занимает южные отроги Южно-Муйского хребта. При тектоническом районировании региона эта территория разными исследователями относилась к Муйской структурно-формационной зоне (Салоп, 1964; Беличенко, 1977), Байкало-Витимскому составному террейну (Булгатов, 1983, 2015), Бирамьино-Бамбуйской подзоне Бирамьино-Янгудской зоны (Митрофанов, 2000; Государственная..., 2001), Анамакит-Муйской зоне (Рыцк и др., 2001, 2007; Руженцев и др., 2012). Южно-Муйский хребет длительное время считался одним из эталонов широкого развития отложений докембрия. Венд-нижнепалеозойские толщи здесь стали выделять после находки в бамбуйской свите фауны археоциат (Волколаков и др., 1964). Последовательность стратифицированных образований Бамбуйско-Олингдинской подзоны, их возраст и объем неоднократно пересматривались (рис. 2). Так, в схеме стратиграфии венда–кембрия к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200000 (ГГК-200) первого поколения рассматривали аматканскую (V), бамбуйскую (E_1), огненскую (E_2) и чулегминскую (E_{2-3}) свиты (Геологическая..., 1981). В легендах к ГГК-200 и ГГК-1000 нового поколения венд-кембрийский уровень включал аматканскую (V) и золотовскую (V– E_1) свиты, аиктинскую надсвиту (E_1), огненскую (E_2) и чулегминскую (E_{2-3}) свиты (Митрофанов, 2000). Геологический разрез бассейна р. Бамбуйка всеми исследователями считался стратиграфически ненарушенным и использовался в качестве опорного при разработке схемы стратиграфии палеозоя севера Бурятии (Бутов, 1972, 1996; Язмир, Далматов, 1975; Язмир и др., 1975). Однако находки органических остатков ограничивались отдельными точками, поэтому определение последовательности стратонамов в известной мере носило условный характер.

Первые палеонтологические данные (водоросли, тентакулиты, сколекодонты, миоспоры), предполагающие широкое развитие в бассейне р. Бамбуйка верхнепалеозойских отложений, были получены в 1994 г. (Минина, Гусаревич, 1994). Было показано, что терригенно-карбонатный комплекс представляет собой сложнопостроенный пакет разновозрастных тектонических пластин. Позже, при геологическом доизучении территории (ГГК-200 второго поколения), был обоснован позднедевонский возраст чулегминской свиты и пересмотрен ее объем (Государственная..., 2001).

Дальнейшие биостратиграфические исследования позволили авторам предложить принципиально новую схему стратиграфии палеозойских отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны (рис. 1) (Минина и др., 2016). В наблюдаемой сейчас структуре подзоны байкальский (PR), каледонский (V– E_1) и раннегерцинский (D– C_1) вещественные комплексы слагают серию тектонических линз и пластин, разделенных сдвигами, взбросами и надвигами (Государственная..., 2001; Минина, 2014; Минина и др., 2016). Байкальский и каледонский комплексы детально изучены и охарактеризованы в многочисленных публикациях (Волколаков и др., 1964; Далматов, 1972; Бутов, 1972, 1996; Язмир и др., 1975; Геологическая..., 1981; Булгатов, 1983, 2015; Государственная..., 2001, 2011; Рыцк и др., 2001, 2007 и др.).

Настоящая статья посвящена характеристике *раннегерцинского комплекса*, который включает (снизу вверх): бамбуйскую свиту ($D_{1-2}jv$), кадалинскую толщу (D_3f), чулегминскую свиту (D_3f_3), уендекскую толщу (D_3fm – C_1t), огненскую (C_1t) и аматканскую (C_1v) свиты (рис. 3). Степень вторичных преобразований пород в целом низкая, ограничивается стадией диагенеза; только в зонах тектонических нарушений породы интенсивно изменены, милонитизированы, брекчированы, кливажированы. Складчато-надвиговая структура Бамбуйско-Олингдинской подзоны сформировалась в конце раннегерцинского тектонического цикла (Минина и др., 2016). Верхняя возрастная граница этого комплекса определена по прорыванию его дайками качойского комплекса (D–C) и гранитоидам первой фазы витимканского комплекса (C) (Государственная..., 2001).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ БАМБУЙСКО-ОЛИНГДИНСКОЙ ПОДЗОНЫ

Бамбуйская свита ($D_{1-2}bm$) слагает несколько изометричных полей в среднем течении р. Бамбуйка (от р. Аматкан до р. Голубэ), где впервые и была выделена М.М. Язмиром (рис. 4) (Язмир, Волколаков, 1964). Позже доломитовую нижнебамбуйскую подсвиту он отнес к золотовской свите, а верхнебамбуйскую известняковую подсвиту – к аиктинской надсвите (рис. 2) (Язмир и др., 1975). Мы рассматриваем бамбуйскую свиту в объеме существенно доломитовой нижнебамбуйской подсвиты. Разрезы свиты детально изучены в стратотипической местности по правобережью р. Бамбуйка (выше устья р. Аматкан), в среднем течении р. Олингда (приток р. Ципа) и в бассейне р. Лэпурэ (рис. 1, 4). Свита является основанием разреза раннегерцинского комплекса (рис. 3) и сложена доломитами, известковистыми



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 31 № 1 2023

Рис. 3. Геологический разрез девонско-нижнекаменноугольных отложений Бамбуйско-Олиндинской подзоны (по Минина и др., 2016, с дополнениями).

1 — полимиктовые конгломераты и конглобрекции; 2 — песчаники с прослоями алевролитов; 3 — алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов; 4 — известняки углистые, с прослоями алевролитов, аргиллитов; 5 — алевролитистые плитчатые известняки; 6 — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, туффиты; 7 — вулканы кислого состава; 8 — известковистые алевролиты; 9 — карбонатные песчаники; 10 — песчаные и глинистые доломиты; 11 — известковистые аргиллиты; 12 — доломитистые известняки; 13 — известковистые доломиты; 14–17 — уровень находок органических остатков: 14а — трилобиты; 14б — тентакулиты; 15а — фораминиферы, 15б — хитинозои; 16а — водоросли, 16б — криноидеи; 17а — миоспоры, 17б — высшие растения; 18а — кораллы, 18б — мшанки.

доломитами, переслаивающимися с известняками и доломитистыми известняками.

Стратотипический разрез свиты описан по правобережью р. Бамбука, ниже устья р. Амакан (рис. 4, 5), где наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

Слой 1. Переслаивание (первые десятки сантиметров) светло-серых биотурбированных доломитов и серых слоистых доломитов с желваками кремней, прослоями строматолитовых и водорослевых доломитов (20–30 см); присутствуют водоросли. Мощность 60 м.

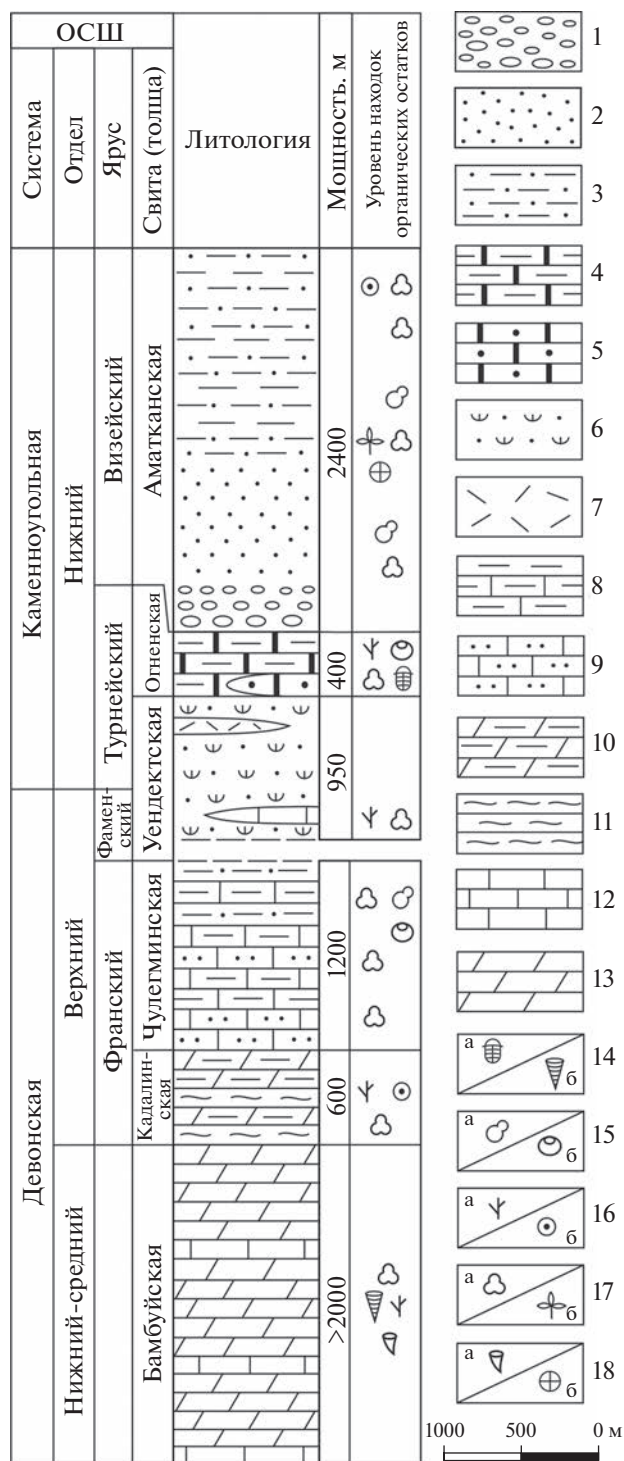
Слой 2. Доломиты темно-серые, слоистые, неясноплитчатые и доломиты известковистые серые, грубоплитчатые, с горизонтами строматолитовых, онколитовых и водорослевых доломитов со сфероидно-пятнистыми текстурами (20–30 см). Слоистость доломитов горизонтальная тонкая, часто подчеркнута диагенетическим окремнением; присутствуют водоросли. Мощность 85 м.

Слой 3. Доломиты серые, буровато-серые, микритовые, биотурбированные, с массивными и неяснопятнистыми текстурами. Мощность 40 м.

Слой 4. Доломиты темно-серые, известковистые, тонкослоистые, прослои светло-серых грубоплитчатых доломитов, кораллово-водорослевых доломитов, линзовидные тела доломитовых синседиментационных брекчий; обнаружены водоросли, кораллы. Мощность 160 м.

Слой 5. Доломиты известковистые буровато-серые, биотурбированные, чередующиеся с прослоями (5–7 см) темно-серых запесоченных известняков; содержатся фрагменты брахиопод. Мощность 40 м.

Слой 6. Известняки доломитистые темно-серые, слоистые, слабо биотурбированные, тонкозернистые и массивные, с прослоями органогенных доломитов с кораллово-водорослевыми биостромами; присутствуют кораллы, водоросли, миоспоры. Мощность 130 м.



Слой 7. Переслаивание (первые десятки метров) светло-серых известковистых тонкополосчатых доломитов, пятнистых (биотурбированных) темно-серых микритовых известняков с терригенной примесью и известковистых доломитов с кораллово-водорослевыми биогермами; обнаружены водоросли, кораллы. Мощность 670 м.

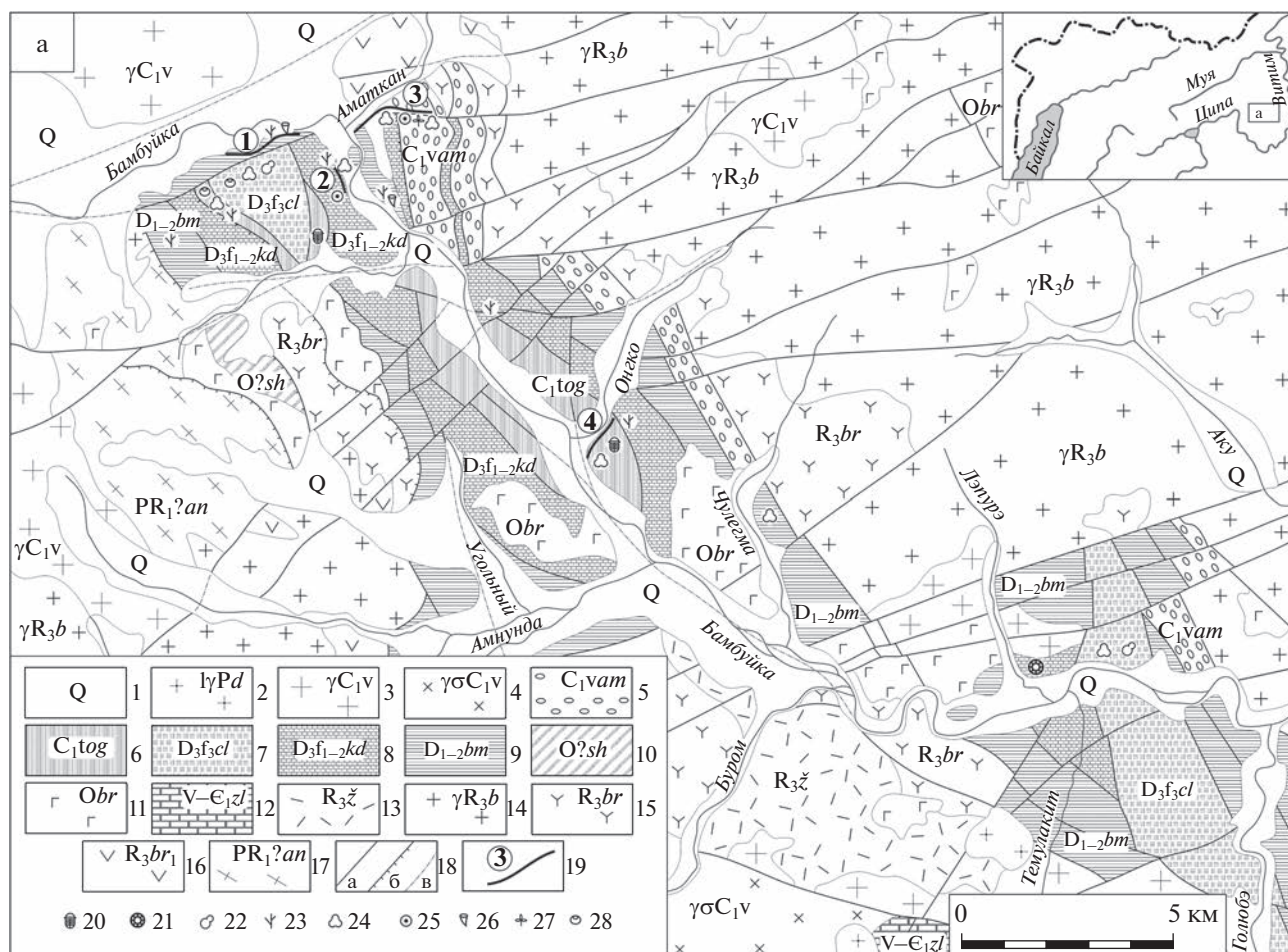


Рис. 4. Схема геологического строения среднего течения р. Бамбуйка (по Государственная..., 2001, с дополнениями авторов).

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – деминский комплекс (Pd) лейкогранитовый, умеренно-щелочной; 3, 4 – витимканский комплекс (C_{1v}) гранитоидный, 3 – вторая фаза, биотитовые граниты, 4 – первая фаза, граниты, гранодиориты; 5 – аматканская свита (C_{1vam}); 6 – огненная свита (C_{1tog}); 7 – чулегминская свита (D_{3f3cl}); 8 – кадалинская толща (D_{3f1-2kd}); 9 – бамбуйская свита (D_{1-2bm}); 10 – суховская свита (O[?]sh); 11 – бирамьинский комплекс (Obr) габброидный; 12 – золотовская свита (V–E_{1zl}); 13 – жанокский субвулканический комплекс (R_{3z}); 14 – бамбукойский комплекс (R_{3b}) гранитоидный; 15 – буромская свита (R_{3br}), вулканы кислого и среднего состава и их туфы; 16 – буромский комплекс (R_{3br1}) субвулканический; 17 – амундинский комплекс (R_{3?an}) гранитоидный, граниты гнейсовидные; 18 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – надвиги, в – предполагаемые; 19 – местоположение изученных разрезов (в кружках): 1 – стратотип бамбуйской свиты; 2 – опорный разрез кадалинской толщи; 3 – стратотип аматканской свиты; 4 – стратотип огненной свиты; 20–28 – места сбора органических остатков: 21 – археозоит, остальные условные обозначения см. на рис. 3. На врезке показано местоположение изученной территории.

Слой 8. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, с пропластками алевролитистого и глинистого состава, прослои доломитистых известняков; идентифицированы миоспоры. Мощность 180 м.

Общая мощность разреза 1425 м.

Пятнисто-полосчатые водорослевые доломиты со строматолитовыми и сфероидно-пятнистыми текстурами (слои 1, 2, 6, 7) содержат комплекс девонских водорослей (определения здесь и далее К.Б. Корде, ПИН РАН, Москва и В.А. Лучининой, ИНГГ СО РАН, Новосибирск) – *Orotonella* sp. 1 (D–C), *Rothpletzella* sp. (S–D), *Rothpletzella* de-

vonica Masl. (D), *Paleomicrocistis* sp., *Globochaete alpine* Lom. (C₁–J), *Parachaetetes* sp. (E–D), *Multicelularia* sp. (O–D) и харовых (D–C). Зеленые и красные водоросли образуют колонии разной формы – сферово-узурчатой, войлокообразной, пластинчатой, овальной, часто отмечается ярко выраженная инкрустирующая форма нарастания. В слабо биотурбированных известняках и известковистых доломитах (слои 4, 7) установлены *Rothpletzella devonica* Masl., часто образующие онкоиды, харовые, а также ругозы *Sociophyllum* sp. (D₂–D₃), криноидеи. Миоспоры (определения здесь и далее Л.Н. Неберикутинной, ВГУ, Воронеж), выделенные из карбонатных пород с терри-

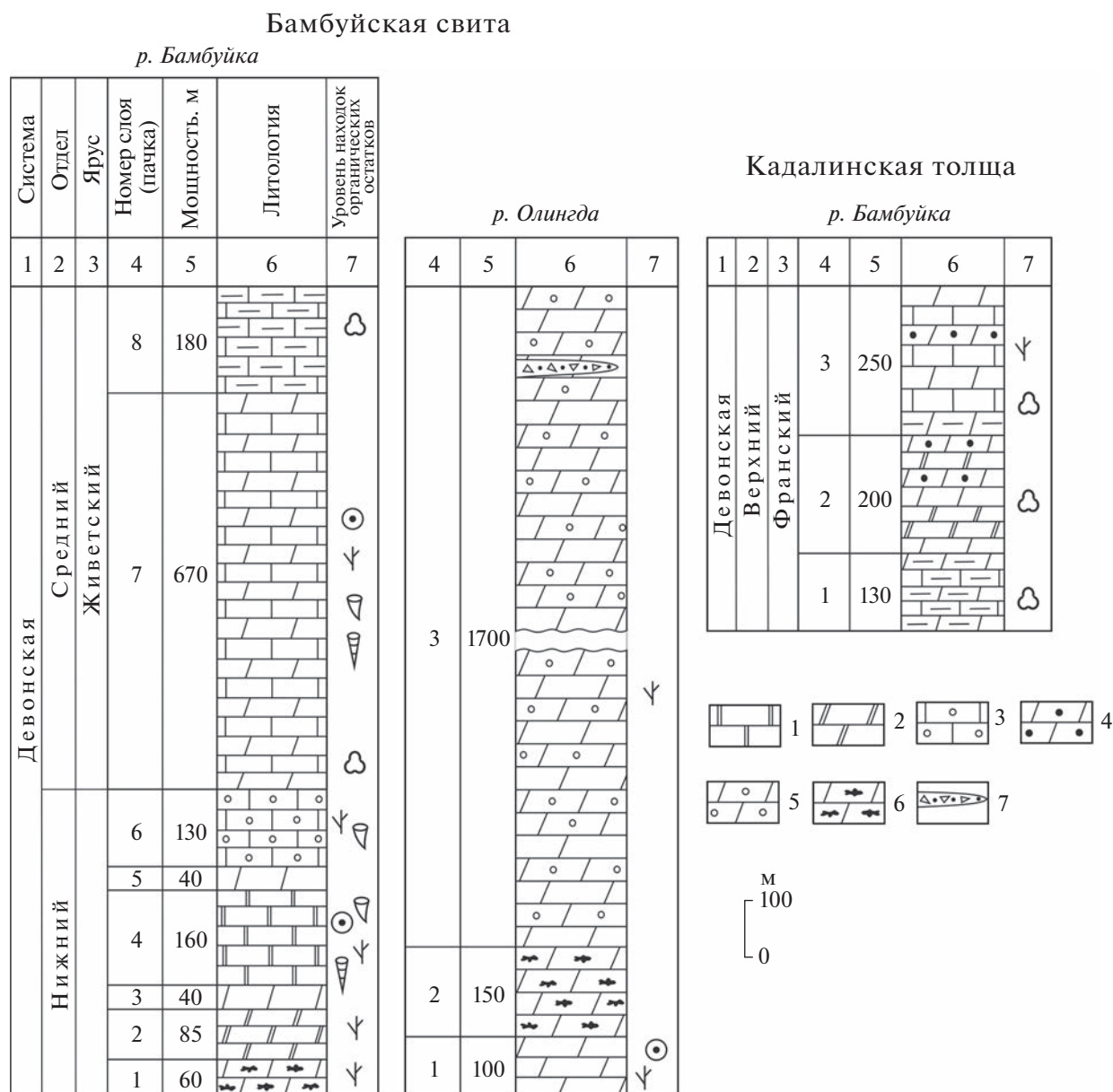


Рис. 5. Геологические разрезы бамбуйской свиты и кадалинской толщи.

1 — известняки темно-серые, слоистые; 2 — доломиты известковистые, темно-серые, слоистые, неясноплитчатые; 3 — известняки серые, доломиты, с прослоями органогенных доломитов; 4 — известняки биокластовые, серые, с прослоями известковистых аргиллитов; 5 — доломиты светло-серые, массивные и пятнисто-полосчатые; 6 — доломиты серые, с желваками кремней; 7 — разнообломочные брекчии. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

генной примесью (слои 6, 7, 8), содержат виды, типичные для живетского яруса среднего девона (табл. I, табл. 1). Описанная миоспоровая ассоциация сопоставима с комплексом палинозоны *Geminospora extensa* (Avkhimovitch et al., 1993) и комплексом из ардатовских слоев Воронежской антеклизы (Раскатова, 2004; Раскатова, Шемелинина, 2013), отвечающим живетскому времени накопления отложений.

В разрезе бамбуйской свиты (мощность 1950 м) по р. Олингда (приток р. Ципа) (рис. 1, 5) выделены (снизу вверх):

Слой 1. Доломиты светло-серые, белые, массивные, послойно окремненные, с линзовидными прослоями водорослевых и кораллово-водорослевых известковистых доломитов. В известковистых доломитах установлены колониальные ругозы, образующие крупные полипники (определения Л.М. Улитиной, ПИН РАН, Москва), криноидеи. Водоросли слагают колонии пластинчатой и шаровидной формы и представлены *Sagana* sp., *Stromania saganica* Korde, *Ortonella* sp., *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., *Multicelularia* sp. Мощность 100 м.

Слой 2. Доломиты светло-серые, с пластинчатыми или столбчатыми строматолитами, с желваковым окремнением и прослоями онколитовых и песчаных доломитов. Мощность 150 м.

Слой 3. Чередование (30–180 м) пачек светло-серых массивных и темно-серых пятнисто-полосчатых доломитов с водорослями *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., *Paleomicrocistis* sp. Мощность около 1700 м.

Среди карбонатных пород (верхняя часть слоя 3) установлен олистостромовый горизонт мощностью не менее 45 м, сложенный разнообломочной брекчией хаотического строения. Обломки и блоки (от 10 см до 3 м) погружены в матрикс из буровато-серых тонкозернистых кремнисто-карбонатных алевролитов и представлены габброидами (О, бирамьинский комплекс), доломитовыми известняками с археоциатами и водорослями, белыми окварцованными доломитами с водорослями *Solenopora ortomitilina* Korde (О) и обломками скелетной фауны (E_1) аиктинской надсвиты.

В бассейне р. Лэпурэ (рис. 1, 4) бамбуйская свита (мощность до 700 м) представлена переслаиванием (мощности слоев от 30 до 180 м) светло-серых массивных окварцованных тонкослойчатых и темно-серых пятнисто-полосчатых доломитов с желваковым окремнением, в которых определены водоросли *Parachaetetes* sp., *Sagana* sp., *Multicelularia* sp. Среди карбонатных пород также присутствует олистостромовый горизонт мощностью около 230 м. Обломки и блоки (размером от 1 до 40 м) сложены известняками и доломитами.

В составе бамбуйской свиты мы выделяем нескольких типов пачек, незакономерно чередующихся в разрезе. Мощности их варьируют от первых десятков до сотен метров. *Первый тип* — светло-серые, белые, послойно окремненные, массивные, участками неяснослоистые доломиты с линзовидными прослоями водорослевых доломитов; *второй тип* — доломиты светло-серые, строматолитовые, с пластинчатыми или столбчатыми колониями и прослоями онколитовых и песчаных известковистых доломитов; *третий тип* — серые, светло-серые и темно-серые доломиты, известковистые доломиты с массивными, в разной степени

биотурбированными, полосчатыми текстурами, с водорослевыми биогермами и биостромами; *четвертый тип* — монотонное переслаивание темно-окрашенных доломитов и известняков, известковистых доломитов, алевролитистых известняков и доломитистых известняков с пропластками алевролитистого и глинистого состава. Горизонты хаотических брекчий рассматриваются как эндоолистостромы (Геологическое..., 1992).

Стратиграфическое положение бамбуйской свиты по комплексу остатков фауны и альгофлоры определяется нижним–средним девоном. Миоспоры позволяют ограничить время накопления отложений живетским веком среднего девона (Минина, 2014).

Нижний контакт бамбуйской свиты тектонический. С вышележащей кадалинской толщей она связана постепенным переходом (левобережье р. Олингда).

Кадалинская толща ($D_3f\ kd$) распространена в бассейнах рек Бамбуйка (среднее течение), Олингда и Жанок (рис. 1, 4). Толща выделена в объеме верхнебамбуйской подсвиты (по Волколаков и др., 1964) или аиктинской надсвиты (по Язмир и др., 1975). В целом она характеризуется терригенно-карбонатным составом и сложена переслаиванием (мощности слоев от 10 см до 1.5 м) серых, темно-серых глинистых, доломитистых тонкослойстых известняков, светло-серых, желтоватых тонкослойчатых известковистых доломитов с примесью терригенного материала и серыми известковистыми аргиллитами, часто преобразованными в филлитовидные карбонатно-глинистые сланцы.

Опорный разрез кадалинской толщи мощностью не менее 580 м описан по правобережью р. Бамбуйка (ниже устья р. Аматкан) (рис. 4, 5). В составе толщи выделено три пачки. *Первая пачка* (мощность 130 м) представлена переслаиванием темно-серых, глинистых, тонкослойстых известняков и известковистых доломитов желтоватых, с терригенной примесью. *Вторая пачка* (мощность 200 м) сложена чередующимися серыми песчанистыми и биокластовыми известняками с тонкими прослоями карбонатно-глинистого состава, тем-

Таблица 1. Стратиграфически значимые виды миоспор из девонских отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны ($\times 340$, коллекция О.Р. Мининой, Геологический музей, БГУ). Масштабная линейка 50 мкм.

1 — *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford, обр. 1027/6, ундектская толща; 2 — *Auroraspora speciosa* (Naumova) Oshurkova, обр. 1023/3, чулэгминская свита; 3 — *Spelaotrilites hopericus* (Nazarenko) Oshurkova, обр. 1023/8, чулэгминская свита; 4 — *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arhanhelskaya, обр. 1023/3, чулэгминская свита; 5 — *Leiotriletes indeterminate* Sergeeva, обр. 1023/5, чулэгминская свита; 6 — *Grandispora famenensis* (Naumova) Streel, обр. 1027/1, ундектская толща; 7 — *Diducites versabilis* (Kedo) Van Veen, обр. 1027/3, ундектская толща; 8 — *Discernisporites golobinicus* (Nazarenko) Avchimovich, обр. 1027/8, ундектская толща; 9 — *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playford var. *minor* Kedo, обр. 1027/6, ундектская толща; 10 — *Lophozonotrilites scurrus* (Naumova) var. *jugomaschevensis* Tchibrikova, обр. 1029/1, бамбуйская свита; 11 — *Archaeoperisaccus mirus* (Naumova), обр. 1025/3, кадалинская толща; 12 — *Archaeoperisaccus concinnus* (Naumova), обр. 1025/3, кадалинская толща; 13 — *Archaeoperisaccus elongates* (Naumova), обр. 1025/5, кадалинская толща; 14 — *Perotrilites spinosus* (Naumova) Owens, обр. 1029/3, бамбуйская свита; 15 — *Diaphanospora rugosa* (Naumova) Byvsheva, обр. 1029/1, бамбуйская свита; 16 — *Geminispora semilucensis* (Naumova) Oshurkova et M. Raskatova, обр. 1025/1, кадалинская толща.

Таблица I

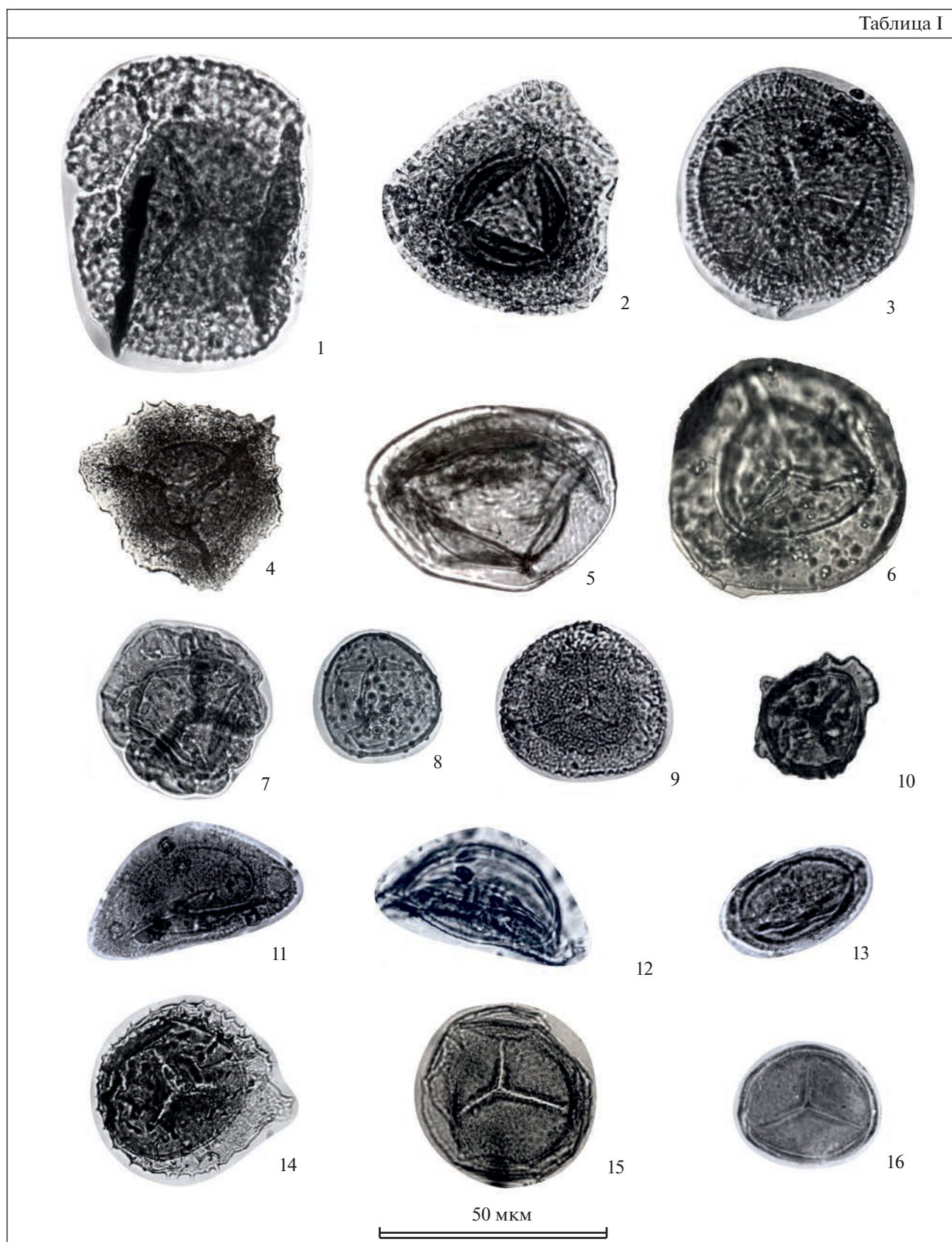


Таблица 1. Комплексы миоспор из отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны

Система	Отдел	Ярус	Бамбуйско-Олингдинская подзона
Каменноугольная	Нижний	Визейский	Аматканская свита. Chaetosporites pollenisimilis (Horst) Butt. et Will., Reticulatisporites trivialis (Kedo) Oshurk., Cyclobaculisporites atratus (Naum.) Oshurk., Eurizonotriletes tersus (Waltz) Isch., Dictyotriletes similes Kedo, Cymbosporites acutus (Kedo) Byv., Hymenozonotriletes ugulatus Jusch., Pustulatisporites uncatus (Kedo) Byv., Tuberculispora exigua (Naum.) Oshurk., Punctatisporites angulosus (Kedo) Byv., Cyrtospora cristifera (Naum.) V. der Zwan Zwan., Euryzonotriletes reticulatus Kedo, Tetraporina contragosa Tet., Azonoletes rectinervis Kedo.
		Турнейский	Огненная свита. Acanthotriletes triangularis Kedo, Retispora macroreticulata (Kedo) Byv., Densospora variabilis (Waltz) Byv., Hymenozonotriletes pusillus (Jbr.) Jsch., Diatomozonotriletes albus Kedo, Grumososporites cerebrum Byv., Remispora perforates Byv., Trematozonotriletes irregularis (Andr.) Jsch. Trachytriletes lacunosus (Ibr.) Isch. var. giganteus Isch., Reticulatisporites trivialis (Kedo) Oshurk., Geminospora spinosa (Jusch.) Byv., Chomotriletes concentricus (Byv.) Oshurk.
Девонская	Верхний	Фаменский	Уендектская толща. Reticulatisporites grandiformis (Kedo) Oshurk., Dictyotriletes parvus Kedo, Knoxisporites dedaleus (Naum.) Agrali, Convolutispora usitata Playf., Auroraspora luteola (Naum.) Avkh., Dictyotriletes punctatus (Knox) Byv., Retispora lepidophyta (Kedo) Playf., R. lepidophyta (Kedo) Playf. var. minor Kedo, Verrucosisporites mesogrumosus (Kedo) Byv., Cyrtospora cristifera (Naum.) V. der Zwan, Cristatisporites echinatus Playf., Geminospora spinosa (Jusch.) Byv., Reticulatisporites trivialis (Kedo) Oshurk., Grandispora famenensis (Naum.) Streel., Diducites versabilis (Kedo) Van Veen, Discernisporites golobinicus (Naz.) Avch.
		Франский	Чулегминская свита. Chelinospora polymorpha (Naum.) Obukh., Reticulatisporites perlotus (Naum.) Avchim. et Lob., R. retiformis (Naum.) Obukh., Spelaeotriletes hopericus (Naz.) Obukh., S. microgrumosus (Kedo) Obukh., Hymenozonotriletes mancus Naum., H. varius var. minor Naum., H. varius var. aliquantus V. Umn., Auroraspora speciosus (Naum.) Arch., Cristatisporites deliquescens (Naum.) Obukh., Verrucosisporites evlanensis (Naum.) Oshurk., Archaeotriletes hamulus Naum., акритархи Leiosphaeridia indeterminate Serg., L. breviplicata (Tschibr.) Serg., Lophosphaeridium vestitum Serg., L. plicatum Serg. Кадалинская толща. <i>Верхняя пачка:</i> Verrucosisporites grumosus (Naum.) Sull., Tuberculiretusispora domanica (Naum.) Oshurk., Hymenozonotriletes medius Naum., Stenozonotriletes infirmus Naum., Archaeozonotriletes polymorphus Naum., A. devonicus Naum., Cymbosporites acanthaceus (Kedo) Obukh., Kedo-sporis imperfectus (Naum.) Obukh., Lophozonotriletes torosus Naum., Archaeoperisaccus ovalis Naum., A. mirus Naum., A. elongatus Naum., A. concinnus Naum. <i>Нижняя пачка:</i> Acanthotriletes serratus Naum., Archaeozonotriletes mutates Naum., A. truncates Naum., Geminospora micromanifesta (Naum.) Arch. var. limbatus Tschibr., G. subcompacta (Naum.) Obukh., G. semilucensis (Naum.) Oshurk. et M. Rask., Cristatisporites triangulatus (Allen) Mc Gr. et Cam., Knoxisporites polymorphus (Naum.) Br. et Hills., Archaeoperisaccus verrucosus Pashk., Hymenozonotriletes denticulatus Naum. и др.
	Средний	Живетский	Бамбуйская свита. Acanthotriletes spinellosus Naum., A. singularis Arch., A. submitabilis Tschibr., A. parvispinosus Naum., Retusotriletes tamillii Phil., R. aivulgatus Tschibr. var. plicatus Tschibr., Geminospora extensa (Naum.) Gao, Hymenozonotriletes orbicularis Kedo, H. bobridii Phil., H. abynatus Tschibr. var. plesius Tschibr., H. mezodevonicus Naum., Grandispora inculta All., Diaphanospora rugosa (Naum.) Byv., Perotriletes spinosus (Naum.) Owens, Geminospora lasia (Naum.) Owens, G. lasia (Naum.) Owens var. minor Naum., G. venusta (Naum.) Owens, Retusotriletes insperatus Tschibr., Azonomoletes sigariformis Tschibr., Lophozonotriletes scurrus (Naum.) var. jugomaschevensis Tchibr.

но-серыми известковистыми аргиллитами, бурыми песчанистыми мергелями и доломитами. *Третья пачка* (мощность около 250 м) характеризуется переслаиванием (5 см—1.5 м) светло-серых известковистых доломитов, доломитистых известняков, серых глинисто-доломитистых тонкоплитчатых известняков с водорослями *Ortonella* sp., *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., биокластовых известняков с прослоями темно-серых известковистых аргиллитов с тентакулитами класса *Tentaculita* Bouček (S—D). Породы характеризуются волнисто- и узловато-слоистыми (биотурбационными) и реже оползневыми текстурами, содержат маломощные прослои лито- и биокластических микробрекчий.

Все пачки охарактеризованы миоспорами, а в первой пачке отмечены скопления мегаспор. Ведущую роль в составе палинокомплекса кадалинской толщи играют виды, типичные для отложений нижней части верхнефранского подъяруса (табл. 1, табл. 1). Палинокомплекс сопоставим с комплексом миоспоровой зоны *Archaeoperisaccus ovalis*—*Verrucosisporites grumosus* (OG) петинского и воронежского горизонтов Русской платформы (Умнова, Родионова, 1991; Avkhimovitch et al., 1993; Авхимович и др., 1996), со слоями OG, соответствующими среднеурминской подтолще (хр. Хамар-Дабан, Юго-Западное Забайкалье) (Минина, 2003; Минина, Небекикутина, 2012 и др.). Миоспоры определяют позднефранское время накопления отложений.

Кадалинская толща слагает крупные тектонические пластины (мощностью 100 и 350 м) среди пород аматканской свиты на левобережье р. Аматкан (рис. 4). Здесь она представлена темно-серыми мелкозернистыми доломитистыми известняками с алевроитовой примесью (ранее эти отложения включались в состав аматканской свиты). В известняках определены криноидеи (*Pz*₂), водоросли *Chabakovia* sp. (Є—D), плохой сохранности мшанки и комплекс миоспор (*D*₃f), аналогичный выделенному в опорном разрезе.

К кадалинской толще отнесены отложения, описанные по левобережью р. Ципа, близ устья р. Олингда (рис. 1). Толща мощностью более 600 м здесь сложена незакономерным переслаиванием серых, темно-серых алевроитистых известняков, доломитистых тонкослоистых известняков с остатками водорослей *Sagana* sp., *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., желтоватых тонкослойчатых известковистых доломитов с терригенной примесью, серых песчанистых известняков, темно-серых карбонатных аргиллитов, бурых известковистых песчаников. Здесь наблюдается постепенный переход от пачки переслаивания светлых массивных доломитистых известняков бамбуйской свиты к темно-серым слоистым алевроитистым известнякам с прослоями аргиллитов кадалинской

толщи. В последних выделены миоспоры, позволяющие датировать отложения ранним франом (табл. 1). Мы полагаем, что здесь обнажена нижняя часть разреза кадалинской толщи. Среди карбонатных пород толщи присутствует горизонт брекчий хаотического строения, мощностью около 50 м. В матриксе, сложенном слоистыми известковистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевроитистых известняков, заключены крупные блоки (размером до 5 м) водорослевых и оолитовых известняков и доломитов. Возраст матрикса брекчий по миоспорам датирован также ранним франом. По правобережью р. Жанок, ниже оз. Каменное (рис. 1), в состав толщи включена пачка чередования (мощность 260 м) серых песчанистых известняков, буровато-серых мергелей и доломитов, карбонатных алевролитов и темно-серых водорослевых известняков, содержащих водоросли *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl. и франский комплекс миоспор (Минина, 2014).

Общая мощность кадалинской толщи не менее 600 м. Толща датирована поздним девоном, франским веком, нижняя часть ее разреза имеет ранне-среднефранский, верхняя — позднефранский возраст.

Чулегминская свита (*D*₃f₃ c/l) распространена в бассейне р. Бамбуйка, где впервые была выделена Г.А. Кибановым в 1962 г. как условно кембрийская. Свита сложена карбонатными конгломератами, песчаниками, переслаиванием рассланцованных карбонатных песчаников, известковистых алевролитов и доломитов, песчанистых аргиллитов. В качестве стратотипического был указан разрез по левобережью р. Бамбуйка, ниже устья р. Чулегма, или р. Лэпурэ на современных топокартах (Волколаков и др., 1964; Язмир, 1967) (рис. 4). В ходе геологического доизучения территории было установлено, что чулегминская свита в стратотипе представлена только интенсивно тектонизированной пачкой монотонного переслаивания зеленоватых серых песчанистых известняков, известковистых алевролитов, песчанистых аргиллитов (Государственная..., 2001). В качестве гипостратотипа свиты был предложен наиболее полный и менее нарушенный разрез по ручью Длинный, притоку р. Бамбуйкой (рис. 6). В строении свиты выделено три пачки (Государственная..., 2001). *Первая пачка*, конгломератовая (мощность от 30 до 150 м), сложена валунно-крупногалечными карбонатными светло-серыми, буроватыми конгломератами и конглобрекчиями. В составе обломочной части (до 60% объема породы) преобладают средне- и хорошо окатанные гальки светлоокрашенных массивных и полосчатых доломитов, серых, темно-серых доломитистых известняков, реже встречаются песчанистые известняки и угловатые обломки аргиллитов, слюдисто-карбонатных сланцев. Цемент конгломератов карбонатно-песчаниковый, карбонатно-

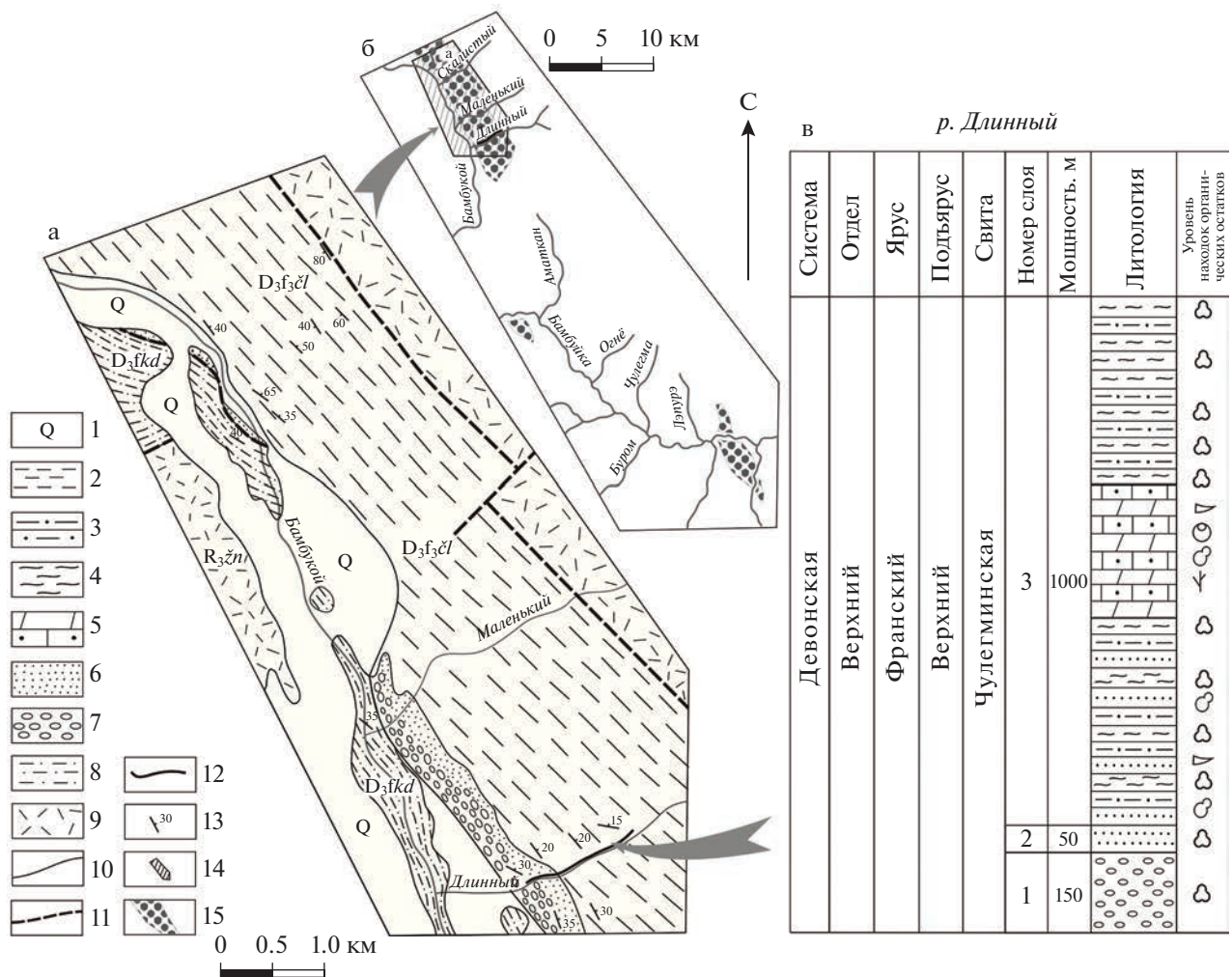


Рис. 6. Схема геологического строения гипостратотипической местности чулегминской свиты (по Государственная..., 2001, с дополнениями авторов).

(а) — схема геологического строения бассейна р. Бамбукой; (б) — местоположение стратотипической местности чулегминской свиты в бассейнах рек Бамбука и Бамбукой; (в) — геологический разрез гипостратотипа чулегминской свиты. Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения (Q); 2 — поле распространения чулегминской свиты; 3–7 — чулегминская свита: 3 — песчаные алевролиты и аргиллиты; 4 — известковистые рассланцованные алевролиты; 5 — переслаивание песчаных известняков и известковистых доломитов; 6 — известковистые песчаники; 7 — конгломераты, конгломерки карбонатные; 8 — кадалинская толща: переслаивание доломитистых известняков, известковистых доломитов и аргиллитов; 9 — жанокская свита: трахиолиты; 10 — стратиграфические границы; 11 — тектонические нарушения; 12 — линия гипостратотипического разреза; 13 — элементы залегания; 14 — контуры гипостратотипической местности; 15 — поля распространения чулегминской свиты в бассейнах рек Бамбука и Бамбукой. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

алевритистый, глинистый, содержит миоспоры. Среди конгломератов отмечены прослои зеленовато-серых мергелей. *Вторая пачка*, песчановая (мощность 50 м), включает карбонатные зеленовато-серые и буровато-серые песчаники, в основном среднезернистые, кварц-полевошпат-карбонатного состава. В нижней части пачки отмечены тела косослоистых песчаников, прослои и линзы конгломератов, гравелитов. В верхней части появляются горизонты алевритистых известняков и алевролитов. Пачка охарактеризована миоспорами. *Третья пачка*, флишоподобная (мощность до 1000 м), сложена ритмичным переслаиванием зеленовато-

серых, буровато-серых мелкозернистых карбонатных песчаников, рассланцованных известковистых алевролитов и песчаных аргиллитов, известковистых доломитов. Отмечаются прослои песчаных известняков (мощность прослоев от 15–20 до 50–70 см). Для нижней части разреза пачки (до 400 м) характерны отчетливо проявленные ритмы мощностью от 10–20 до 50–70 см. В средней части пачки (до 250 м) ритмичность не проявлена. Здесь наблюдается неравномерное переслаивание песчаных известняков (5–40 см) и известковистых доломитов (2–10 см) с фораминиферами, водорослями, хитинозоями, миоспорами.

В верхней части пачки (мощность до 350 м) постепенно начинают доминировать песчанистые аргиллиты с линзовидно-волнистой слоистостью, охарактеризованные миоспорами. Общая мощность чулегминской свиты более 1200 м.

На правобережье р. Бамбуйка (ниже устья р. Аматкан) свита слагает крупный блок, включающий три тектонических пластины, аналогичных по строению вышеописанным и имеющих мощности 480, 125 и 310 м (рис. 4). В основании разрезов пластин лежат конгломераты, сменяющиеся карбонатными песчаниками с прослоями конгломератов, которые выше переходят в карбонатные песчаники с редкими прослоями гравелистов, аргиллитов и мергелей. Чулегминская свита распространена также в среднем течении р. Голубэ (правый приток Бамбуйка), где представлена флишовой пачкой (рис. 4).

Возраст чулегминской свиты определен по водорослям *Rothpletzella* sp. (S–D), *Multicellularia* sp. (D–C), фораминиферам *Sorosphaera* sp. (S–ныне) и *Astrochizida* Lank. (E–ныне), сколекодонтам (S–C), хитинозоям (O–D) (определения здесь и далее Ю.П. Катюха, ГФУП “Бурятгеоцентр”, Улан-Удэ), установленным во всех изученных разрезах. Миоспоры определяют позднефранское, евлановско-ливенское время накопления отложений (Государственная..., 2001) (табл. 1, табл. 1). В чулегминской свите по миоспорам выделено вспомогательное биостратиграфическое подразделение в ранге чулегминских слоев с палинофлорой (Минина, 2003; Минина, Неберикутина, 2012). Слои сопоставимы по объему с палинозоной *Cristatisporites deliquescens*–*Verrucosiporites evlanensis* (DE) Русской платформы (Умнова, Родионова, 1991; Авхимович и др., 1996). Особенностью палинокомплекса является присутствие переотложенных живецких спор.

Нижний контакт чулегминской свиты описан в бассейне р. Бамбукой, где конгломераты налегают на пачку переслаивающихся серых песчанистых известняков и зеленоватых доломитистых известняков кадалинской толщи, ранее включавшихся в состав аматканской свиты (рис. 6). Верхний контакт свиты не установлен.

Уендектская вулканогенно-терригенная толща (D₃fm–C₁t un) впервые выделена авторами в Уакитской подзоне Витимкан-Ципинской зоны, где описан ее опорный разрез (р. Уендект, левый приток р. Восточный Горбылок) (Минина, 2014). Ранее эти отложения включались в состав рифейской жанокской или ордовикской суховской свит (Государственная..., 2001). В Бамбуйско-Олиндинской подзоне уендектская толща распространена по правому борту р. Жанок (ручьи Бурный, Веселый), в верхнем течении р. Бамбуйка, по правобережью р. Ципа (урочище Кадали) (рис. 1). Вышеперечисленные объекты граничат с участ-

ками распространения толщи в Уакитской подзоне. Уендектская толща сложена чередованием известковистых песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туффитов, литокластических туфов кислого состава с прослоями углисто-глинистых известняков, доломитов и включает субсогласные тела риолитов, риодацитов.

Разрез толщи мощностью более 1030 м в верхнем течении р. Жанок (рис. 1, 7) следующий (снизу вверх): слой 1 – переслаивание желтовато-серых известковистых песчаников и алевролитов с прослоями углисто-глинистых темно-серых известняков; присутствуют водоросли, миоспоры (мощность 210 м); слой 2 – серые и темно-серые тонкослоистые углисто-глинистые известняки и доломиты (мощность 30 м); слой 3 – светло-серые, зеленовато-серые литокластические туфы риолитов с редкими прослоями углистых туфоаргиллитов (мощность 120 м); слой 4 – серые и темно-серые пелитоморфные массивные доломиты с примесью кварцевых зерен (до 16%), с водорослевыми биогермами; обнаружены водоросли (мощность 80 м); слой 5 – полосчатые среднезернистые туфопесчаники и туфоалевролиты с маломощными прослоями (от 5 см до 0.7 м) зеленовато-серых литокристаллокластических туфов и темно-серых углистых туфоаргиллитов, с линзами (первые метры) светло-серых биогермных водорослевых известняков; содержатся миоспоры (мощность 175 м); слой 6 – зеленовато-серые литокластические туфы риолитов (мощность 15 м); слой 7 – переслаивание (0.1 до 10 м) кремневых средне-мелкозернистых туфопесчаников (с примесью пирокластиков до 10%), зеленовато-серых известковистых, кремнистых и углистых туфоалевролитов и туффитов с прослоями светло-серых известняков и витро- и кристаллокластических туфов риолитов, риодацитов; присутствуют водоросли, миоспоры (мощность 300 м); слой 8 – темно-серые, зеленоватые риолиты, риодациты (мощность более 100 м).

Для пород характерны слоистые текстуры, обусловленные чередованием тонких прослоев туффитов, туфоалевролитов, прослоев и линз известняков в ассоциации с туфами; хорошая сортировка кластического материала, присутствие в туфах обломков известняков. В туфотерригенных породах обломочный материал представлен кварцем и плагиоклазами, отмечается примесь обломков кристаллокластов полевых шпатов, литокластов вулканитов, известняков. В цементе тонкообломочных пород наряду с известковистыми и глинистыми агрегатами встречаются скопления хлорита и биотита. В известняках присутствуют тонкие прослойки серицит-кварц-полевошпатового состава (по пирокластическому материалу). Характерной особенностью толщи является приуроченность к ней субсогласных тел (мощность 3–7 м) темно-серых, зеленовато-серых андезитов,

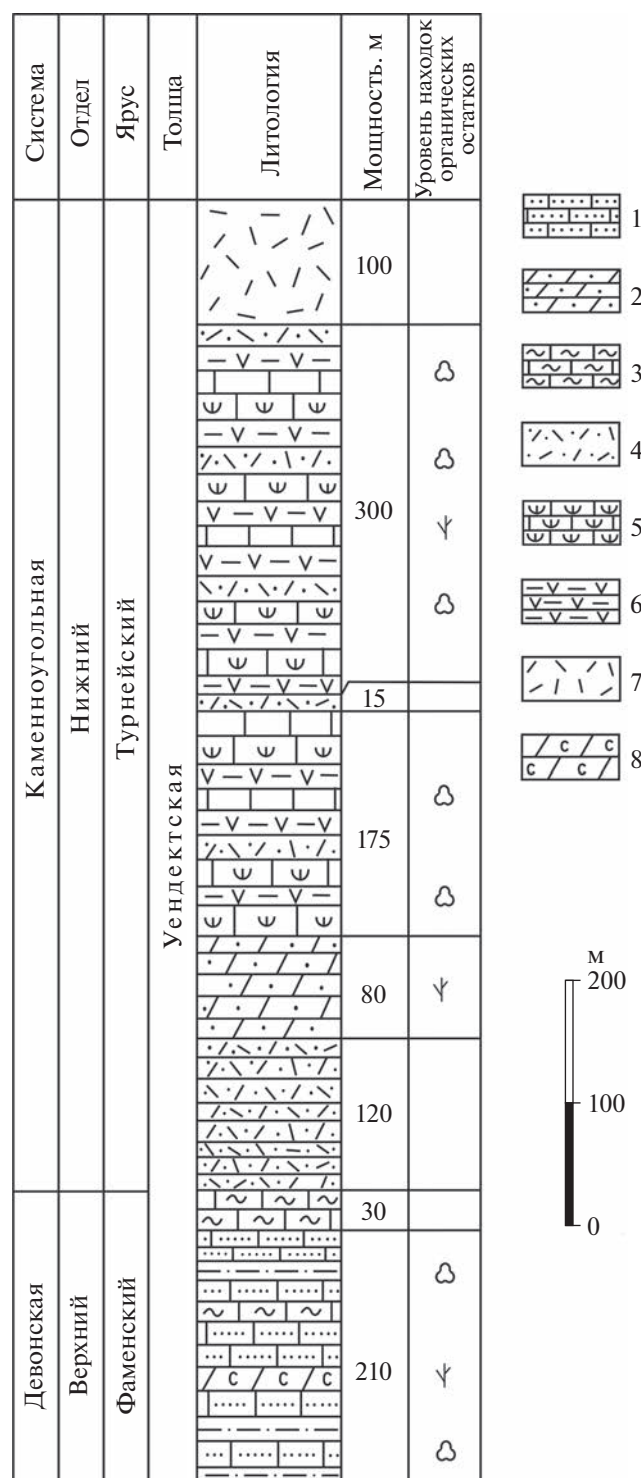


Рис. 7. Геологический разрез уендектской толщи.

1 — известковистые песчаники; 2 — доломиты с примесью кварцевых зерен; 3 — известняки и доломиты углисто-глинистые; 4 — литокластические туфы риолитов; 5 — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты углистые; 6 — туффиты; 7 — риолиты, риодациты; 8 — углистые доломиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

риолитов, дацитов, риодацитов, число и мощности которых увеличиваются вверх по разрезу. Среди риолитов и их туфов отмечены горизонты андезибазальтов (мощность 5–8 м). В известняках и доломитах определены *Solenopora* sp., *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., *Epiphyton* sp. 1 (Є–D), *Multicellularia* sp. и харовые (D–C) водоросли. Туфоалевролиты, туфоаргиллиты, углисто-глинистые известняки содержат хитинозои (D) и позднедевонский, фаменский, комплекс миоспор (табл. I, табл. 1). Палинокомплекс сопоставим с комплексом палинозоны *Diducites versabilis*–*Grandispora famenensis* (VF), отвечающей среднефаменскому времени накопления отложений и соответствующей плавскому горизонту (Авхимович и др., 1996; Минина, Небе-рикутина, 2012).

В верхнем течении р. Бамбуйка (рис. 1) уендектская толща (мощность около 650 м) представлена переслаиванием светло-серых полимиктовых, олигомиктовых и аркозовых, иногда гравелитистых песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов массивных и полосчатых, от тонко- до среднезернистых, с прослоями (мощностью от первых сантиметров до 0.7 м) литокристаллокластических туфов и углистых туфоаргиллитов, с линзами (мощности первые метры) светло-серых биогермных водорослевых доломитов и темно-серых доломитов с кварцевой примесью. На правом берегу р. Ципа (урочище Кадали) (рис. 1) толща сложена переслаивающимися (от десятка сантиметров до первых метров) кремнистыми, известковистыми доломитами с прослоями литокластических туфов, темно-серыми углистыми известняками и туфопесчаниками, пепловыми зеленовато-серыми туфами с прослоями песчаных доломитов и горизонтами зеленовато-серых, лиловых до темно-вишневых лав (до 10 м) риолитов и дацитов. Мощность отложений 450 м. На водоразделе Кадали–Бира толща мощностью около 500 м представлена вишневыми, лиловыми и зеленовато-серыми порфировыми, афировыми, редко перлитовидными риолитами, туфолавами и лавобрекчиями риолитов, туфоконгломератами и туфопесчаниками, встречающимися в подчиненном количестве. В горизонтах водорослевых доломитов в верхнем течении р. Бамбуйка и р. Ципа (урочище Кадали) установлены водоросли *Epiphyton* sp. 1, *Epiphyton buldyricum* Antr., *Izhella nubiformis* Antr. (D₃), *Multicellularia* sp. В составе комплексов миоспор из этих разрезов преобладают фаменско-турнейские виды (табл. 1). Состав водорослей определяет стратиграфическую принадлежность толщи верхнему девону, миоспоры свидетельствуют в пользу ее позднефаменско-раннетурнейского возраста.

Общая мощность уендектской толщи более 1030 м. Контакты ее с чулгеминской свитой не установлены, с огненской свитой предполагается постепенный переход.

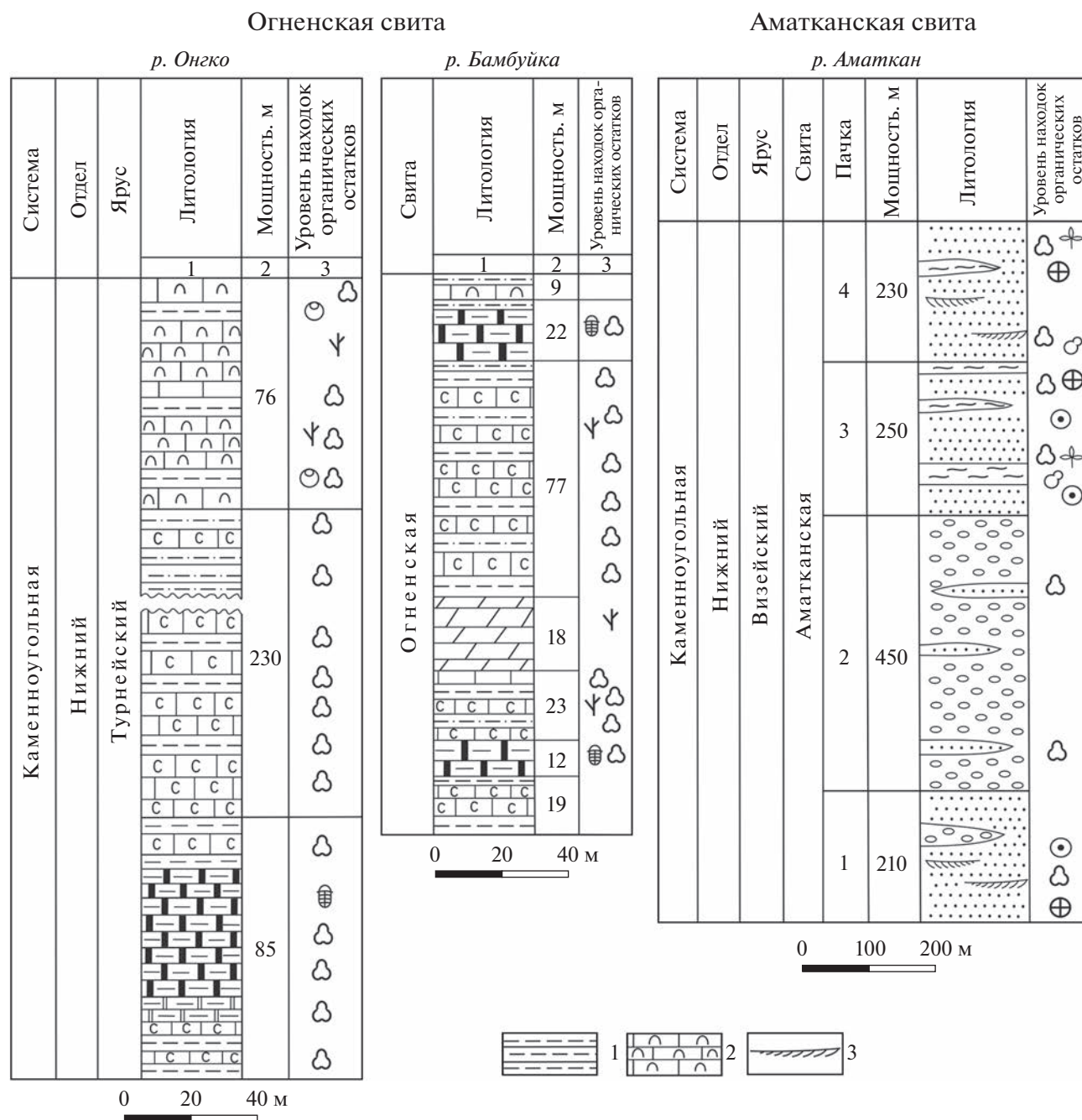


Рис. 8. Геологические разрезы огненной (по Ветлужских и др., 2009, с дополнениями) и аматканской свит. 1 — чередование углистых алевролитов и аргиллитов; 2 — доломитистые известняки песчанистые, водорослевые; 3 — текстуры косой слоистости. Остальные условные обозначения см. на рис. 3 и 4.

Огненная свита ($C_{1t} og$) распространена в бассейне р. Бамбуйка (рис. 4). Свита впервые выделена Ф.К. Волколаковым (Волколаков и др., 1964). Стратотипическим считался разрез, описанный по левобережью р. Онго (Огне), мощностью около 400 м (Язмир, 1967). В одном из прослоев (мощностью 20 м) алевролитистых известняков в нижней части разреза были обнаружены трило-

биты среднего кембрия (рис. 8). Стратотип огненной свиты служил основой для выделения огненного горизонта (Далматов, 1972). В настоящее время в качестве гипостратотипа огненного горизонта среднего кембрия рассматривается разрез кумакской свиты в бассейне р. Коокты (Верхне-Ангарский хребет), где было выделено четыре зоны и, соответственно, четыре горизонта:

иномакитканский, левокооктинский, правокооктинский и кумакинский (Далматов, Ветлужских, 1998; Ветлужских, 2011).

По нашим данным огненная свита в бассейне р. Бамбуйка представлена чередованием углеродистых, известковистых и углисто-кремнистых алевролитов, аргиллитов, доломитов, тонко-волнистослоистых углстых известняков, алевроитистых известняков, включающих линзовидные слои известняков с разновозрастными органическими остатками. Для пород характерны текстуры тонкой горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистости, оползневая и склоновая слоистость. Разрез свиты (левобережье р. Онго) включает три пачки (рис. 4, 8). *Первая пачка* мощностью более 85 м в целом характеризуется темной окраской и повышенной терригенной составляющей (до 8–10%). Она представлена чередованием слоев (мощности от 2 до 12 м) доломитистых известняков темно-серых, черных, углеродистых (до 15%), слоистых, с прослоями углисто-кремнистых аргиллитов и слоев, сложенных (первые метры) тонким переслаиванием алевролитов и аргиллитов темно-серых до черных, известковистых, углстых (до 30%) и пиритизированных. Верхняя часть ее разреза характеризуется более тонким (первые десятки сантиметров) переслаиванием этих пород. В 18 м от подошвы пачки установлен слой мощностью около 40 м темно-серых алевроитистых известняков с микритовым цементом, в которых предшественниками и были найдены трилобиты (Волколаков и др., 1964). Подошва этого слоя неровная, с западинами и мелкомасштабными текстурами оползания (рис. 8). *Вторая пачка* сложена чередованием черных алевролитов и аргиллитов углстых, тонкослоистых, пиритизированных, темно-серых алевролитов, углисто-кремнистых и темно-серых известняков углеродистых, доломитистых, с редкими прослоями углисто-кремнистых аргиллитов. Мощность пачки 230 м. *Третья пачка* мощностью более 76 м, представлена темно-серыми тонко-волнистослоистыми доломитистыми известняками с терригенной примесью (до 8%) и водорослевыми текстурами, в которых определены водоросли *Pychostroma* sp. (C–P), сколекодонты (S–C) (рис. 8). Общая мощность отложений здесь 391 м. Для свиты характерно постоянное присутствие маломощных зон дробления, милонитизации, рассланцевания.

В алевроитистых известняках второй пачки проведены дополнительные сборы трилобитов. По новым сборам определены представители семейства *Oryctocephalidae*: *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *O. walcotti* Ress., *Oryctocaralata granulata* N. Tchern., *Tonkinella sibirica* N. Tchern., *T. bambuca* Dalm., *Oryctotenella ognevii* Dalm. и др. Комплекс трилобитов характеризуется смешанным составом форм лево- и правокооктинского горизонтов амгинского яруса среднего кембрия

Бурятии (Далматов, Ветлужских, 1998; Атлас..., 2003; Ветлужских и др., 2009; Ветлужских, 2011). В этих породах установлены акритархи, среди которых присутствуют виды *Lophosphaeridium lophophlavosium* Pisk., *L. tentativum* Volk., *Baltisphaeridium zinovencovae* Pisk., наиболее характерные для среднекембрийских отложений.

К огненной свите (рис. 4) отнесены отложения правобережья р. Бамбуйка, в 2 км выше устья р. Амааткан (Государственная..., 2001; Минина, 2014), где авторами впервые была обнаружена фауна трилобитов. Свита мощностью более 180 м представлена переслаиванием темно-серых до черных углстых (до 30%) известняков с водорослями, тонкослоистых пиритизированных алевролитов и аргиллитов с прослоями известковистых доломитов, карбонатных брекчий и микробрекчий. Отложения охарактеризованы остатками водорослей *Pychostroma* sp. (C–P). Здесь обнаружены два линзовидных прослоя (12 и 22 м) алевроитистых плитчатых известняков и прослой (18 м) массивных известковистых доломитов с разновозрастными органическими остатками. В первых двух определены трилобиты лево- и правокооктинского горизонтов амгинского яруса среднего кембрия и кембрийские микрофоссилии (рис. 8). В доломитах установлены девонские водоросли *Renalcis* sp. (E–D), *Renalcis devonicus* Antropov (D) и хитинозои *Eisenackchitina* sp. (O–D).

Карбонатно-терригенные слоистые породы этих разрезов охарактеризованы богатыми комплексами миоспор. Значительную часть палиноспектров проб составляют споры, распространение которых ограничивается карбоном, с доминированием раннекаменноугольных видов: *Granulatisporites subintortus* (Isch.) Luber, *Dictyotrites sualveolaris* (Luber) Pot. et Kr., *D. rotundus* Naum., *Reiculatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *Vallatisporites dyctyopteris* (Waltz) Byv. et N. Umn., *Tripatriotes incisotrilobus* (Naum.) Pot. et Kr. и др. Большую часть палинокомплексов составляют турнейские (до 67%) споры (табл. 1). Иногда в спектрах многочисленны (до 30%) акритархи, представленные преимущественно ранне-среднекембрийскими видами.

Возраст огненной свиты мы считаем раннекаменноугольным, турнейским. Известняки с разновозрастными остатками (трилобиты, водоросли, хитинозои) присутствуют в виде отдельных линз (олистоцитов) среди слоистых пачек. Слоистые карбонатно-терригенные породы интерпретируются нами как известняковые турбидиты, которые накапливались на глубоко погруженной окраине шельфа (ближе к склону). Разновозрастные органические остатки были, вероятнее всего, переотложены при размыве блоков пород основания палеобассейна, выведенных в активных тектонических зонах над поверхностью дна бассейна

или на его склонах. Так, о переотложении трилобитов свидетельствует наблюдаемое смешение форм из различных биозон (лево- и правооктинского горизонтов), которые установлены в закономерной последовательности в гипостратотипическом разрезе, характер сохранности форм, нахождение этих пород среди турбидитовых отложений (Далматов, Ветлужских, 1998; Ветлужских и др., 2009; Ветлужских, 2011).

Общая мощность огненной свиты не менее 400 м. С перекрывающей ее аматканской свитой она, вероятнее всего, связана латеральным переходом.

Аматканская свита ($C_{1v\text{ ат}}$) распространена в бассейнах рек Бамбука, Бамбукой, Жанок, Ципа, Тулуя (рис. 1, 4). Впервые свита была выделена Ф.К. Волколаковым (1964) на водоразделе рек Аматкан и Бамбука и отнесена к венду. Свита сложена полимиктовыми, реже существенно кварцевыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаных карбонатных пород. В целом для пород свиты характерны сероцветные окраски, развитие текстур косой слоистости, грубая ритмичность, увеличение карбонатности вверх по разрезу, непостоянство мощностей и резкая фациальная изменчивость. Конгломератам свойственны различные степени окатанности и размерность обломочного материала, состав которого резко варьирует в зависимости от источников сноса. Так, в стратотипе и разрезе свиты по р. Жанок в составе галек резко преобладают вулканы рифейских буромской и жанокской свит. Песчаники вверх по разрезу становятся мелкозернистыми, умеренно сортированными, с тонкими прослоями темно-серых алевролитов. Окатанность обломочного материала варьирует от плохой до хорошей. Песчаники слагают косослоистые серии с разномасштабными чередующимися текстурами крупной косой, косоволнистой и плоскопараллельной слоистости. Алевролиты и аргиллиты образуют маломощные линзующиеся прослои среди песчаников.

Стратотипический разрез свиты по нашим данным включает четыре пачки (рис. 4, 8). *Первая пачка*, песчаная, мощностью 210 м сложена песчаниками серыми, зеленовато-серыми, кварц-полевошпат-лититовыми, грубо-среднезернистыми, тонкогоризонтально- и косослоистыми, с линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов. Сортированность пород слабая, часто отмечается примесь интракластов сланцев, алевролитов и мелкой гальки эффузивов, кварцитов. Песчаники содержат миоспоры, остатки криноидей, мшанок. *Вторая пачка*, грубообломочная, мощностью 450 м сложена полимиктовыми конгломератами с линзующимися прослоями разнозернистых песчаников. Конгломераты буровато-серые, мелкогалечные (размер галек от 1

до 10 см). Обломочный материал представлен средне- и хорошо окатанными гальками вулканитов основного и кислого состава (до 80%), реже гранитов, кварца, сланцев. Матриksom конгломератов служат мелкозернистые углито-глинистые песчаники, часто с обломками тех же пород гравийной размерности. *Третья пачка* сложена серыми, буровато-серыми среднезернистыми песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпат-лититовыми, умеренно-сортированными, с плоскопараллельной слоистостью и линзующимися прослоями пиритизированных глинистых аргиллитов и серицит-кварцевых сланцев. В песчаниках обнаружены остатки фораминифер, криноидей, мшанок и остракод плохой сохранности, многочисленные обрывки растительных тканей и водорослей, миоспоры. Мощность пачки 250 м. *Четвертая пачка* имеет мощность 230 м и связана постепенным переходом с третьей пачкой. Сложена серыми мелкозернистыми песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпат-лититовыми и аркозовыми, хорошо и среднесортированными, с примесью (7–10%) мелкой гальки и древесного материала, с разномасштабными чередующимися текстурами косой, косоволнистой и плоскопараллельной слоистости. В верхней части пачки в песчаниках отмечаются прослои и линзы (первые сантиметры) темно-серых алевролитов с остатками мшанок, обрывками растительных тканей, веточками листостебельчатых мхов и миоспорами. Суммарная мощность свиты 1150 м.

Разрез аматканской свиты мощностью около 2300 м описан в нижнем течении р. Олингда. Выделено три пачки, связанные постепенными переходами (рис. 1). *Первая пачка* мощностью до 200 м представлена песчаниками крупно-среднезернистыми, полимиктовыми, кварц-полевошпат-лититовыми, с интракластами сланцев, кислых эффузивов, кварцитов, базальтов и андезитов. *Вторая пачка* сложена полимиктовыми конгломератами мелко-крупногалечными, преимущественно с галькой кварца, гранитов, кислых эффузивов, реже встречается галька мраморизованных известняков. Конгломераты содержат прослои аркозовых песчаников. Мощность пачки 1100 м. *Третья пачка* мощностью не менее 1000 м представлена ритмичным (метровые ритмиты) переслаиванием полимиктовых гравийных и среднезернистых песчаников, алевролитов с примесью песчаного материала и текстурами косой разнонаправленной слоистости, подчеркнутой слоиками темно-серых аргиллитов. В песчаниках также отмечаются маломощные горизонты мелкозернистых карбонатно-кварцевых песчаников, линзовидные прослои темно-серых аргиллитов, известковистых доломитов и доломитистых известняков с остатками мшанок, водорослей и миоспор.

В бассейне р. Жанок (рис. 1) в составе свиты выделяются (снизу вверх): слой 1 — конглобрек-

чии, конгломераты пестрые, валунные и крупно-галечные, полимиктовые. Среди обломочной составляющей преобладают риолитовые порфиры (80%), эпизодически встречаются серые граниты, угловатые обломки кварца и различных сланцев (мощность 10 м); слой 2 — переслаивание средне-мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с карбонатным цементом (мощность 25 м); слой 3 — светло-серые до темно-серых песчаники, гравелиты и светло-серые песчаные доломиты (мощность 130 м). Мощность свиты 160 м. Здесь описано налегание свиты на субвулканические породы верхнерифейского буромского вулканического комплекса (Государственная..., 2001). В бассейне р. Ципа (урочище Кадали) свита слагает тектонический блок и представлена мелкозернистыми полимиктовыми, кварц-полевошпат-лититовыми песчаниками с прослоями углистых сланцев, темно-серых песчаных доломитов и алевролитов, а также пиритизированными кварц-серицитовыми сланцами с прослоями косослоистых полимиктовых песчаников. В бассейне рек Голубэ и Тулуя свита сложена полимиктовыми грубо-среднезернистыми песчаниками с прослоями углеродистых аргиллитов, горизонтами полимиктовых среднегалечных конгломератов и имеет значительные мощности, более 950 м.

Аматканская свита охарактеризована остатками криноидей, мшанок, водорослей (D–P), остракод и фораминифер, фрагментами листостебельчатых мхов, схожими с родом *Polyssoecia Neuburg* (C–P). Во всех изученных разрезах выделены богатые палинокомплексы (табл. 1). Преимущественным распространением в них пользуются раннекаменноугольные виды (75%) при преобладании типично визейских спор. Для палиноспектров характерно значительное содержание фрагментов покровных и проводящих тканей высших растений, присутствие переотложенных палиноморф (26%), представленных позднедевонскими спорами, кембрийско-ордовикскими акритархами. Комплекс миоспор позволяет датировать отложения ранним карбоном, визейским веком. Свита со стратиграфическим несогласием налегает на верхнерифейскую буромскую свиту (р. Аматкан), предполагается ее несогласное наложение на огненскую свиту (рис. 3, 4).

Таким образом, полученные данные позволяют выявить в Бамбуйско-Олингдинской подзоне практически непрерывную последовательность отложений от нижнего девона до визейского яруса нижнего карбона (рис. 3).

Следует отметить, что изученные отложения хорошо коррелируются с девонско-каменноугольными образованиями Багдаринской и Уакитской подзон Витимкан-Ципинской зоны и Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны Байкало-Витимской складчатой системы и подтверждают выводы о том, что Бамбуйско-Олингдинский суббассейн являлся северо-восточной частью единого крупного морского Витимского палеобассейна (Минина и др., 2016). Стратифицированные образования Витимкан-Ципинской зоны по составу и комплексам органических остатков также хорошо сопоставимы с одновозрастными подразделениями Ононского террейна Агинской мегазоны (рис. 9) (Руженцев и др., 2007, 2012; Руженцев, Некрасов, 2009; Куриленко, Минина, 2013; Kurilenko, Minina, 2015; Минина и др., 2016).

ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ БАМБУЙСКО-ОЛИНГДИНСКОГО БАССЕЙНА В ДЕВОНЕ–РАННЕМ КАРБОНЕ

Анализ имеющихся биостратиграфических данных позволил авторам наметить палеоландшафты Бамбуйско-Олингдинского бассейна и прибрежных районов суши в девоне–раннем карбоне. Следует пояснить, что термин “палеоландшафт” использован в понимании В.Н. Дубатолова и В.И. Краснова (2011, с. 34–35): он охватывает “взаимоотношения между растительным и животным миром и условиями среды обитания, и кроме того, такие важные природные компоненты, как магматические явления, особенности осадконакопления”.

В раннем и среднем девоне Бамбуйско-Олингдинский палеоландшафт представлял собой мелководный морской бассейн, в спокойной гидродинамической обстановке которого накапливались доломитовые и известковистые илы (бамбуйская свита). Мелководью были свойственны нормальные условия прибрежной части шельфа, в которых обитали типично морские организмы, свидетельствующие о нормальной солености вод и их достаточно высокой температуре (кораллы, кри-

Рис. 9. Схема корреляции девонско-нижнекаменноугольных стратиграфических подразделений Западного и Восточного Забайкалья (по Минина, 2014; Куриленко, Минина, 2013; Kurilenko, Minina, 2015).

Бамбуйско-Олингдинская подзона: индексы стратонев см. рис. 3; Уакитская подзона, свиты: гагарская (D_{1-2gg}), санская (Df_3-fm_{3sn}), нерундинская (D_3fm_{1nr}), перевальная (D_3fm_{1pr}), левоуакитская (D_3fm_{lu}), белогорская (D_3fm_{3bg}), мухтунная (D_3fm-C_{1tmh}), сырыхская (C_{1t-vsr}), суховская (Csh); Багдаринская подзона, свиты: ороченская (D_{1-2or}), якшинская (D_3f_{1-2jk}), багдаринская (D_3f_{3bg}), верхнеякшинская (D_3fm_{1-2vjk}), точерская ($D_3fm_3-C_{1t-vtc}$); Ононский террейн, свиты: нижеусть-борзинская подсвита (D_{2ub_1}), верхнеусть-борзинская подсвита (D_3ub_2), нижецаган-норская подсвита ($D_3f_{2-3cn_1}$), верхнецаган-норская подсвита ($D_3fm_{1-2cn_2}$), нижезун-шивеинская подсвита ($D_3fm-C_{1tz_3}$), верхнезун-шивеинская подсвита (C_{1vz_3}).

Система		Отдел	Ярус	Подъярус	Западное Забайкалье			Восточное Забайкалье																					
					Байкало-Витимская складчатая система			Агинская зона																					
Каменноугольная		Средний	Нижний	Серпухов-ский	Визей-ский	Турней-ский	Витимкан-Ципинская зона			Ононский террейн																			
							Подзоны																						
							Бамбуйско-Олингинская	Уакитская	Багдаринская																				
Девонская		Верхний			Фаменский			Верх-ний																					
												Франский			Сред-ний			Ниж-ний											
																					Живет-ский			Верх-ний			Сред-ний		
		Нижний			Сред-ний			Верх-ний																					
												Средний			Живет-ский			Эйфель-ский											
																					Нижний			Ниж-ний			Сред-ний		
		Нижний			Сред-ний			Верх-ний																					
												Нижний			Сред-ний			Верх-ний											
																					Нижний			Сред-ний			Верх-ний		
		Нижний			Сред-ний			Верх-ний																					
												Нижний			Сред-ний			Верх-ний											
																					Нижний			Сред-ний			Верх-ний		
		Нижний			Сред-ний			Верх-ний																					
												Нижний			Сред-ний			Верх-ний											
																					Нижний			Сред-ний			Верх-ний		
Нижний											Сред-ний																		
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
														Нижний			Сред-ний			Верх-ний									
																							Нижний			Сред-ний			Верх-ний
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				
															Нижний			Сред-ний			Верх-ний								
																								Нижний			Сред-ний		
Нижний												Сред-ний																	
			Нижний			Сред-ний			Верх-ний																				

ноидеи, водоросли) (Исаев, 2006; Дубатолов, Краснов, 2011). Особенно широко в это время были развиты водорослевые луга. Синезеленые и зеленые водоросли формировали колонии сферово-узурчатой, пластинчатой, овальной формы. Синезеленые роплетселлы и красные водоросли образовывали онкоиды. В известняках и известковистых доломитах с биогермами рифоидного типа доминировали зеленые сифоновые и красные водоросли. Коралловые сообщества представлены табулятами, одиночными и колониальными ругозами. На морских отмелях, в зоне приливо-отливных равнин, накапливались известковистые и реже доломитовые илы, оолитовые, биокластовые и карбонатные пески. На мелководных опресненных участках обитали харовые водоросли. Осадконакопление в это время, вероятнее всего, происходило в условиях частично изолированной шельфовой лагуны, при медленном прогибании и устойчивой береговой линии. В конце среднего девона, в живетском веке, седиментация продолжалась в условиях уже открытого шельфового моря. Формировались глинисто-известковые и глинисто-алевроитовые осадки (алевритистые известняки с пропластками алевритистого и глинистого состава), здесь расселялись водоросли, криноидеи (верхние части разреза бамбуйской свиты). Склон в юго-восточной части бассейна (в современных координатах, р. Олингда) в это время, вероятно, имел достаточную крутизну и тектоническую природу с уступами, в которых были выведены на поверхность уже накопившиеся карбонатные осадки и породы основания. Разрушение этих уступов (блоки кембрийских доломитов, известняков, ордовикских габброидов) с одновременным карбонатонакоплением привело к формированию олистостромовых горизонтов. Во франском веке морские обстановки сохранялись, бассейн продолжал углубляться, увеличилось поступление глинистых и алевритистых компонентов, осадконакопление уже проходило в условиях погружающейся окраины шельфа (кадалинская толща). В спокойной обстановке отлагались горизонтально-слоистые карбонатно-глинистые, глинистые осадки, часто интенсивно биотурбированные (глинистые известняки, известковистые доломиты с примесью терригенного материала, известковистые песчаники и аргиллиты). Отдельные фрагменты слоев нарушены текстурами взмучивания, оползания осадка. На склонах шельфового побережья формировались водорослевые биостромы, обитали криноидеи, мшанки. В конце франского века позднего девона юго-западная часть территории (р. Лэпурэ) представляла собой, вероятно, низкую аккумулятивно-денудационную равнину. Накопление грубообломочных пород (псефитовые отложения нижней части разреза чулегминской свиты) происходило за счет сноса их реками (осадками аллювиальных конусов). Ал-

лювиальная равнина имела связь с морем. Карбонатно-терригенные осадки (верхняя часть разреза чулегминской свиты) накапливались уже в условиях субаквальной морской дельты, где произрастали водоросли, образующие небольшие водорослевые постройки, обитали фораминиферы, сколекодонты и хитинозои. Обстановка осадконакопления изменилась в фаменском–турнейском веках, когда произошла активизация тектонического режима, сопровождавшаяся активным вулканизмом, преимущественно кислого состава. Особенностью палеоландшафта в западной части Бамбуйско-Олингдинского бассейна (р. Жанок) было преобладание известково-глинисто-песчаного, туфоалевролитового, туфового субстрата морского дна, накапливались вулканогенно-карбонатно-терригенные тефротурбидиты, перемежающиеся с лавовыми горизонтами (уендекская толща). К бассейну здесь примыкала зона вулканизма, о чем свидетельствует вулканомиктовый состав кластики терригенных пород, присутствие туффигов, литокластических туфов с хорошей сортировкой кластического материала, наличие в туфах обломков известняков, примесь пирокластического материала в известковистых песчаниках, углистых аргиллитах, алевролитах с линзами светло-серых биогермных известняков. Сведения об обитавших здесь организмах скудны, имеются данные только о присутствии синезеленых и зеленых водорослей. Возможно, распространению здесь бентосных организмов препятствовала активная магматическая деятельность. Вулканогенные породы преимущественно кислого состава, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных толщ, вероятно, представляли собой подводные части склона вулканического конуса, а пирокластические фации близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма (Дзоценидзе, 1965). Стоит отметить, что вулканическая деятельность более активно была проявлена в смежной Уакитской подзоне Витимкан-Ципинской зоны и Удино-Витимской зоне Байкало-Витимской складчатой системы (Минина и др., 2016). В восточной части Бамбуйско-Олингдинского бассейна (р. Онго) в турнейском веке раннего карбона палеоландшафтная обстановка была иной. При возрастающей контрастности рельефа, продолжалось углубление бассейна. Здесь в относительно глубоководной обстановке внешней краевой части шельфа, включающей участки с застойными эвксинными условиями, накапливались турбидитовые темноцветные углисто-карбонатно-глинистые осадки (огненская свита). Характерно преобладание темноокрашенных глинистых и тонкообломочных пород с оползневыми текстурами, представленных часто пиритизированными углеродистыми, известковистыми и углисто-кремнистыми алевролитами, аргиллитами, доломитами, тонкослоистыми известняками с

прослоями глин и алевроита с высоким содержанием битуминозного органического вещества. Наличие среди пачек терригенных пород огненной свиты линзовидных карбонатных обломочных пород, содержащих разновозрастные остатки фауны и водорослей, связано, видимо, с размывом и перетолжением вдоль северо-восточного склона прогиба нижнепалеозойских, а также девонских доломитов и известняков. Эти горизонты, являющиеся показателем тектонически активной обстановки, приурочены обычно к подошве подводного склона (Лисицин, 1988; Обстановки..., 1990; Литогеодиника..., 1998 и др.). Органическая жизнь водоема с застойными условиями была бедна, обитали только редкие водоросли. В визейском веке раннего карбона с северо-запада к бассейну примыкала береговая зона, представлявшая собой аллювиально-дельтовую равнину. Аллювиальный комплекс (аматканская свита) сложен конгломератами, гравелитами, грубозернистыми кварц-полевошпат-лититовыми и аркозовыми песчаниками, с чередованием разного масштаба косослоистых серий. Комплекс морской дельты образовывали алевролиты, мелкозернистые песчаники с прослоями аргиллитов (верхняя часть разреза свиты). На морском мелководье обитали редкие мшанки, криноидеи, фораминиферы, остракоды, синезеленые водоросли.

Побережье Бамбуйско-Олингдинского бассейна начиная с середины девона было заселено споровыми растениями, разнообразие которых отражают миоспоры, фрагменты проводящих и покровных тканей. Палиноморфы наилучшим образом сохраняются в осадках, и их ассоциации наиболее полно отражают таксономический состав растений (Умнова, Родионова, 1991; Раскатова, 2004; Дубатолов, Краснов, 2011 и др.). Анализ комплексов миоспор, установленных во всех стратонах, позволил выявить некоторые закономерности в развитии растительных сообществ, широко распространенных в девоне—начале карбона по берегам Бамбуйско-Олингдинского бассейна. Ассоциации миоспор, объединенные по морфологическим признакам, отражают последовательные этапы в развитии флоры, которые коррелируются с этапами развития наземных споровых растений (Умнова, Родионова, 1991). Миоспоровые комплексы и их последовательная смена свидетельствуют о том, что в девоне на побережье палеобассейна были широко распространены археоптерисовые растения, видовое разнообразие которых увеличивалось на протяжении всего позднего девона. В позднефранское время второй доминирующей группой стали плауновидные растения. В фамене среди растительных сообществ появились папоротникообразные и первые членистостебельные, а на границе девона и карбона — прогимноспермовые, широко распространенные в раннем

карбоне. В раннем карбоне также были распространены листостебельчатые мхи.

Таким образом, палеоландшафт в раннем—среднем девоне представлял собой мелководное шельфовое море с господством приливно-отливных карбонатных фаций (бамбуйская свита). Осадконакопление происходило в спокойных тектонических условиях. Палеоландшафтная обстановка франского века характеризовалась углублением шельфового моря, в котором накапливались терригенно-известняковые отложения (кадалинская толща). В конце франского века к западной части бассейна примыкала аллювиально-дельтовая равнина (чулегминская свита). Смена ландшафтных условий произошла в фаменско-раннекаменноугольное время и связана с проявлениями магматической деятельности. Активизация тектонического режима обусловлена возникновением зоны активного вулканизма, примыкающей к западной части палеобассейна. Здесь сначала в мелководном, а затем в углубляющемся бассейне накапливались тефротурбидиты (уендектская толща), свидетельствующие о связи осадконакопления с вулканической деятельностью. В это время отмечался высокий уровень терригенного сноса, о чем говорят значительные мощности отложений. Одновременно продолжалось углубление восточной части палеобассейна, в относительно глубоководных обстановках внешней краевой части шельфа происходило накопление карбонатно-терригенных турбидитовых отложений (огненная свита). В визейском веке раннего карбона началось отмирание бассейна, турбидитовые отложения сменились аллювиально-дельтовыми образованиями (аматканская свита).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное биостратиграфическое изучение отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны позволило получить принципиально новые данные об их возрасте, составе, палеоландшафтных обстановках их седиментации.

Из состава рифейских и венд-кембрийских образований подзоны выделены верхнедевонская кадалинская и верхнедевонско-нижнекаменноугольная уендектская толщи. Новые данные позволили датировать кадалинскую толщу франским веком позднего девона, причем нижняя часть ее разреза имеет ранне-среднефранский, верхняя — позднефранский возраст. Стратиграфическая принадлежность уендектской толщи определена верхним фаменом—нижним турне.

Возраст бамбуйской, чулегминской, огненной и аматканской свит пересмотрен на основании находок органических остатков (кораллы, водоросли, криноидеи, тентакулиты, фораминиферы, сколекодонты, хитинозои, миоспоры). Стратиграфиче-

ское положение карбонатной бамбуйской свиты определяется нижним—средним девоном, кадалинской толщи — верхним девоном, нижним—средним франом. Карбонатно-терригенная чулегминская свита датирована поздним девоном, поздним франом. Возраст терригенных огненной и аматканской свит определен как ранний карбон, время накопления отложений огненной свиты ограничивается турнейским веком, аматканской свиты — визейским веком.

Биостратиграфические данные и особенности состава пород позволили наметить общую картину палеоландшафтов Бамбуйско-Олингдинского бассейна и прибрежных районов суши в девоне—раннем карбоне. Девонский карбонатный комплекс формировался в условиях теплого мелководного шельфового моря. Смена палеоландшафтных обстановок произошла на границе девона—карбона и связана с магматической активностью. Осадконакопление толщ значительной мощности продолжалось в обстановках углублявшегося открытого шельфово-склонового палеобассейна, примыкавшего к зоне вулканизма.

Сопоставление изученных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны с одновозрастными образованиями Багдаринской и Уакитской подзон Витимкан-Ципинской зоны и Удино-Витимской зоны Байкало-Витимской складчатой системы позволяют считать Бамбуйско-Олингдинский суббассейн северо-восточной частью единого крупного Витимского палеобассейна, что подтверждает ранее проведенные реконструкции (Руженцев и др., 2012; Минина, 2014; Минина и др., 2016).

Благодарности. Авторы благодарят Н.В. Сеникова, В.Б. Ершову и А.С. Алексеева за конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить статью. Авторы также признательны В.В. Минину, М.Ш. Бардиной, Н.Г. Ядришенской за помощь в оформлении иллюстраций.

Источники финансирования. Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту IX.124.1.3 “Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамические обстановки”, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авхимович В.И., Обуховская Т.Г., Ованова Н.С., Кузьмин А.В., Меннер В.В., Шувалова Г.А. Сопоставление зональной палинологической схемы верхнего девона Русской платформы со стандартной конодонтовой шкалой // Тез. докл. VIII Всероссийской палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 5.

Атлас ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. 204 с.

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.

Булгатов А.Н. Тектонотип Байкал. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.

Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде—палеозое. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 2015. 191 с.

Бутков Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Южно-Муйского хребта (Зап. Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 2. С. 151—154.

Бутков Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 18 с.

Ветлужских Л.И., Минина О.Р., Неберихина Л.Н. Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2009. № 1. С. 50—62.

Волколаков Ф.К., Давыдов В.И., Кибанов Г.А., Язымов М.М. Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1964. № 8. С. 133—134.

Геологическая карта Бурятской АССР масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. Л.: Ленкартфабрика, 1981. 150 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 230 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалит и палеозойск складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53—70.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589—614.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 200 000. Муйская серия. Объяснительная записка, лист N-50-II. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 150 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-49-Чита. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 454 с.

Далматов Б.А. О границе между нижним и средним отделами кембрия в Северном Прибайкалье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ, 1972. С. 29—33.

Далматов Б.А., Ветлужских Л.И. Этапы развития трилобитовых комплексов амгинского яруса Бурятии, их значение для познания полноты геологической летописи // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Матер. конференции, посвященной 120-летию основания ТГУ. Т. 1. Томск: ТГУ, 1998. С. 201—203.

Дзюценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 165 с.

- Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты азиатской части России в среднем палеозое. Новосибирск: СНИИГиМС, 2011. 169 с.
- Исаев Г.Д. Основы биоседиментологии и региональный фациальный анализ. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 2006. 133 с.
- Куриленко А.В., Минина О.Р. Корреляция девона Агинской зоны Восточного Забайкалья с синхронными отложениями Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья // Матер. Всероссийской конференции, посвященной 40-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: ИД "Экос", 2013. С. 203–207.
- Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
- Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
- Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.
- Минина О.Р., Гусаревич Г.А. Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки // Ежегодник-94 ГИН БНЦ СО РАН. Вып. 1. Улан-Удэ, 1994. С. 18–22.
- Минина О.Р., Неберikuтина Л.Н. Палинологическая характеристика девонских карбонатно-терригенных отложений Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье) // Сб. научн. статей. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 177–182.
- Минина О.Р., Неберikuтина Л.Н. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2012. № 1. С. 27–37.
- Минина О.Р., Неберikuтина Л.Н. Палинологическая основа детального расчленения верхнедевонских отложений Забайкалья (Южно-Муйский хребет) // Матер. X Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 157–158.
- Минина О.Р., Гусев Ю.П., Катюха Ю.П., Шелгачев К.М. К вопросу совершенствования легенды ГГК-200/2 Баргузино-Витимской серии листов // Сб. докладов и статей к научно-практической конференции, посвященной 60-летию ФГУП "Читагеолсъемка". Чита, 2010. С. 51–58.
- Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечеств. геология. 2013. № 3. С. 38–46.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
- Митрофанов Г.Л. Геологическое развитие Байкальского сегмента северной окраины Урало-Монгольского складчатого пояса в позднем докембрии и палеозое // Тез. докл. на Всероссийском съезде геологов "Геологическая служба и минерально-сырьевая база РФ на пороге XXI века". Кн. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 165.
- Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уаикитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.
- Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с. Т. 2. 381 с.
- Раскатова М.Г. Миоспоровая зональность средне-верхнедевонских отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2004. № 2. С. 89–98.
- Раскатова М.Г., Шемелинина А.А. Палинокомплексы ардаатовских отложений юга Воронежской области (р. Казинка) // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2013. № 1. С. 40–46.
- Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 2. С. 225–228.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm–Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 3. С. 374–379.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Умнова В.Т., Родионова Г.Д. Стратиграфия и палинологическая характеристика Центральных районов Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 47–53.
- Филимонов А.В. Характерные геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 17 с.
- Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберikuтина Л.Н. Урминская толща – эталонный разрез верхнего девона Западного Забайкалья // Вестник ВГУ. Сер. геол. 1999. № 8. С. 46–57.
- Язмир М.М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии // Материалы к Геол. конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967. С. 38–43.
- Язмир М.М., Волколаков Ф.К. Биогеографическое районирование и некоторые особенности геологического

развития Бурятской АССР в кембрии // Тез. докл. на I Научной конференции им. В.А. Обручева. Заб. отд. ГО СССР. Чита, 1964. С. 39–41.

Язмир М.М., Далматов Б.А. Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.

Avkhimovitch V.I., Tchibricova E.V., Obukhovskaya T.G., Nazarenko A.M., Umnova V.T., Raskatova L.G., Mantsurova V.N., Loboziak S., Streel M. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine. 1993. V. 17. P. 79–147.
Kurilenko A.V., Minina O.R. The correlation of Devonian deposits of Eastern and Western Transbaikalia (eastern Russia) // IGCP-SDS Symposium STRATA, serie 1. Brussels, 2015. V. 16. P. 77–79.

Рецензенты Е.Б. Ершова, Н.В. Сенников

Biostratigraphy of the Devonian–Lower Carboniferous Deposits of the Bambui-Olingda Subzone (South Muya Ridge, Western Transbaikalia)

O. R. Minina^{a, #}, N. A. Doronina^a, A. V. Kurilenko^a, L. N. Neberikutina^b, and V. S. Tashlykov^a

^a Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

^b Voronezh State University, Voronezh, Russia

[#]e-mail: minina@ginst.ru

The results of biostratigraphic studies of the Devonian–lower Carboniferous deposits of the Bambui-Olingda subzone of the Vitimkan-Tsipinsk zone of the Baikal-Vitim fold system are presented. These deposits are isolated from the composition of the Riphean and Vendian–Cambrian formations. Their age was revised on the basis of numerous findings of fauna and flora. The carbonate Bambui and terrigenous Chulegma formations and the terrigenous-carbonate Kadalinsk stratum are assigned to the Devonian. The volcanogenic-terrigenous Yendek sequence is dated as late Devonian (Famennian)–early Carboniferous (Tournaisian), while the terrigenous Ognenskaya and Amatskanskaya formations are dated as early Carboniferous (Tournaisian and Viséan). Significant changes have been made to the Paleozoic stratigraphy scheme of the subzone. Paleolandscape reconstructions for the Bambui-Olingda basin and coastal land areas in the Devonian–early Carboniferous are proposed. The Devonian carbonate complex was formed in calm conditions of a shallow warm shelf sea. A change in the paleolandscape situation occurred at the Devonian–Carboniferous boundary. Sedimentation of significant thicknesses continued under the conditions of a deepening open shelf-slope paleobasin adjacent to the volcanic zone.

Keywords: Western Transbaikalia, Devonian–early Carboniferous, stratigraphy, biostratigraphy, Bambui-Olingda paleobasin, sedimentation conditions

УДК 551.762.1(470.118)

РАННЕЮРСКИЙ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2023 г. Ю. В. Карякин¹, *, Г. Н. Александрова¹, **¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: yukar61@mail.ru

**e-mail: dinoflag@mail.ru

Поступила в редакцию 09.05.2022 г.

После доработки 25.05.2022 г.

Принята к публикации 02.06.2022 г.

Приведено биостратиграфическое обоснование наличия на территории архипелага Земля Франца-Иосифа покрова платобазальтов раннеюрского возраста. Лавы покрова формируют двухъярусный тип разреза, не встречающийся в покровах раннемелового возраста. Нижний ярус разрезов этого типа сложен крупнотолбчатыми колонновидными базальтами (колоннада), а верхний — мелко-толбчатыми хаотично-веерными базальтами (антаблемент). На о. Гукера покров обнажается на плато Седова, на мысе Скала Луначарского и, возможно, на мысе Альбанова. На южном склоне плато Седова базальтовый покров залегает на песках и песчаниках, содержащих палинокомплекс раннего тоара. В обнажении мыса Скала Луначарского подстилающие базальты пески датируются плинсбахом—ранним тоаром. Помимо о. Гукера базальты с текстурой “колоннада/антаблемент” установлены нами еще на трех островах: Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита. Самый полный разрез обнаружен на западе о. Ли-Смита, где базальты подстилаются и перекрываются толщами песков. В подстилающих песках на контакте с базальтами проявлена отчетливая зона закалки, в то время как на контакте с перекрывающими песками она отсутствует. В подстилающей базальты толще песков определен палинокомплекс, датируемый ранним тоаром, а палинокомплекс, обнаруженный в перекрывающей их толще песков, свидетельствует о накоплении их в интервале от начала позднего тоара по ранний аален включительно. Палинологическое изучение подстилающих и перекрывающих базальтовый покров осадочных отложений показало, что покров подстилается континентальными и прибрежно-морскими отложениями плинсбаха—верхов нижнего тоара и перекрывается морскими отложениями низов верхнего тоара—нижнего аалена. В соответствии с последней версией Международной хроностратиграфической шкалы возраст покрова может быть оценен примерно в 180 млн лет, что вполне согласуется с данными ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста 189.1 ± 11.4 млн лет, полученными ранее. Эти данные указывают на формирование покрова в узком стратиграфическом интервале — на границе раннего и позднего тоара.

Ключевые слова: Российская Арктика, юра, тоар, базальтовый вулканизм, колоннада, антаблемент, палинокомплекс

DOI: 10.31857/S0869592X23010039, EDN: JNZVGU

ВВЕДЕНИЕ

Изучение возраста и состава вулканитов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) началось в конце XIX—начале XX века с коллекции образцов экспедиции Ф. Джексона (1894—1896), когда Р. Кетлиц (Koettlitz, 1898) впервые определил позднеюрско-раннемеловой возраст базальтов мыса Флора на острове Нортбрук. А. Холмс (Holmes, 1918), привлекая данные Ю. Тилла (Newton, Teall, 1897) в сводке по островам Арктического региона, изучил базальты островов Нортбрук и Гукера. Он подчеркнул их петрографическое и геохимическое сходство с базальтами Шпицбергена и Ени-

сей-Тунгусского региона и, тем самым, впервые классифицировал базальтоиды ЗФИ как платобазальты. С тех пор почти ничто не изменилось.

Баренцевоморская магматическая провинция (рис. 1), в состав которой входят вулканиты архипелагов ЗФИ и Свальбарда, является частью Крупной магматической провинции Высокой Арктики (High Arctic Large Igneous Province, HALIP), которая включает также магматические провинции Северной Гренландии, Канадского Арктического архипелага, хребта Альфа-Менделеева и архипелага Де-Лонга (Ernst, 2014 и ссылки в этой работе). Возраст магматических провинций HALIP по

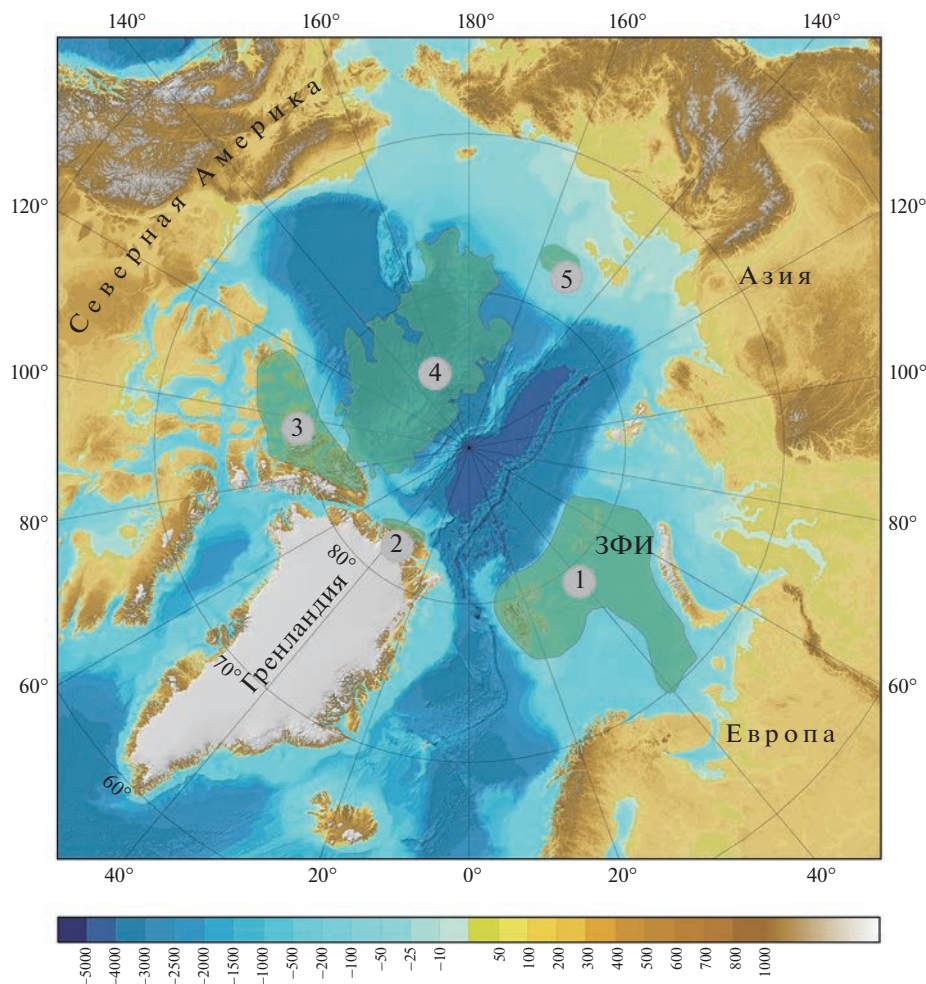


Рис. 1. Магматические провинции HALIP (показаны зеленым цветом) на Международной батиметрической карте Северного Ледовитого океана (IBCAO, Jakobsson et al., 2012).

1 — Баренцевоморская провинция (Карякин, Шипилов, 2009; Polteau et al., 2016); 2 — провинция Северной Гренландии (Tegner et al., 2011; Thórarinnsson et al., 2015); 3 — провинция Канадского Арктического архипелага (Estrada et al., 2016; Naber et al., 2021); 4 — провинция хребта Альфа-Менделеева (Oakey, Saltus, 2016; Jackson, Chian, 2019); 5 — провинция архипелага Де-Лонга (Федоров и др., 2005). ЗФИ — архипелаг Земля Франца-Иосифа.

геохронологическим данным (K—Ar, Ar—Ar, U—Pb, Rb—Sr, Sm—Nd методы) оценивается длительным интервалом времени — 130–80 млн лет. В рамках этого интервала магматическая деятельность носила дискретный характер (Buchan, Ernst, 2006; Nejberr et al., 2011; Tegner et al., 2011; Senger et al., 2014; Polteau et al., 2016; Naber et al., 2021). Однако отдельные импульсы (эпизоды) магматической активности разных провинций различаются и по времени их начала, и по продолжительности магматических событий. Возрастная корреляция между импульсами отсутствует, хотя считается, что они являются производными одного долгоживущего мантийного плюма (например, Maher, 2001; Minakov et al., 2017).

Почти во всех перечисленных провинциях HALIP (исключая Шпицберген, где развиты только силлы и, в меньшей степени, дайки, а также хре-

бет Альфа-Менделеева) раннемеловой или позднеюрско-раннемеловой возраст вулканитов подтвержден стратиграфическими данными (Smith et al., 1976; Batten et al., 1981; Embry, 1991; Silant'yev et al., 2004; Estrada, Henjes-Kunst, 2013; Smelror et al., 2018). Какие-либо данные о присутствии в них более древних вулканитов отсутствуют.

Проведенными полевыми работами и изотопным датированием базальты раннеюрского возраста были установлены на островах Земля Александры и Гукера (рис. 4а), что позволило в мезозойской хронологии магматических событий ЗФИ выделить, помимо позднеюрско-раннемелового, раннеюрский этап магматической активности (Karyakin et al., 2009, 2021).

Выделение раннеюрского этапа, основанное на результатах Ar/Ar датировок базальтов, противоречит как общепринятым представлениям об

исключительно раннемеловом возрасте магматизма ЗФИ, так и самой концепции HALIP. Вывод о его существовании подвергся резкой критике (например, Столбов, Суворова, 2010; Метелкин и др., 2022). В данной работе мы приводим результаты геологических и палинотрастиграфических исследований, обосновывающие присутствие раннеюрских платобазальтов на территории архипелага.

ВОЗРАСТ И МОРФОЛОГИЯ ПОКРОВОВ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ ЗФИ

Раннемеловые базальтовые покровы

Подавляющее большинство из более чем 190 островов ЗФИ сложены раннемеловыми базальтами, покровы которых занимают самое верхнее гипсометрическое положение, бронируя тем самым разрезы подстилающих осадочных пород. Этими эрозионными останцами обусловлен характерный “рельеф столовых гор” архипелага.

Покровы раннемеловых базальтов, нередко разделенные прослоями терригенных осадочных пород, формируют стратифицированные разрезы, суммарная мощность которых достигает 300–380 м и более (Dibner, 1998). Осадочные породы представлены в основном песками, алевролитами и аргиллитами, содержащими стволы обугленной древесины, а также прослои и линзы бурого угля. Готерив-аптский и апт-альбский интервалы вулканической деятельности, установленные по палеоботаническим и палинологическим данным (Дибнер, 1970), хорошо коррелируются с результатами изотопного датирования базальтов (Пискарев и др., 2009; Karyakin et al., 2021). Получены Ag/Ag датировки, свидетельствующие о присутствии на ЗФИ и базальтоидов позднеюрского возраста (Столбов, 2002; Карякин, Шипилов, 2009; Karyakin et al., 2021), но пока эти данные не имеют убедительного стратиграфического подтверждения.

Базальты раннемеловых покровов, как правило, обладают хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Реже встречаются покровы, сложенные базальтами с глыбовой отдельностью, еще реже — массивные. Мощность покровов колеблется в широких пределах от первых до нескольких десятков метров. Типичные раннемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные разрезы показаны на рис. 2.

Раннеюрские базальтовые покровы

Раннеюрские Ag/Ag датировки вулканитов ЗФИ многочисленны, что неудивительно, поскольку до сих пор отсутствовали геологические критерии их отличия от раннемеловых, а раннеюрские низкокалиевые толеитовые базальты по химическо-

му составу практически неотличимы от раннемеловых (Karyakin et al., 2021).

Раннеюрский возраст базальтового покрова по уточненным результатам двух Ag/Ag определений (191.4 ± 3.2 и 195.1 ± 6.3 млн лет) установлен на о. Земля Александры (Karyakin et al., 2021). Этот покров обнаружен в основании юрско-раннемелового вулканогенного разреза острова только на северном побережье бухты Северная. На полную мощность покров не обнажен (первые метры над уровнем моря), что не позволяет дать детальную характеристику его внутреннего строения. В кровле он сложен базальтами со столбчатой отдельностью, что отличает его от залегающих выше позднеюрского покрова базальтов с глыбовой отдельностью и раннемелового базальтового покрова с гигантостолбчатой отдельностью (Карякин, Шипилов, 2009).

Раннеюрский возраст (189.1 ± 11.4 млн лет, обр. 38-5 в обн. 38 на рис. 4) был получен и для базальтов покрова плато Седова на о. Гукера (Карякин, Шипилов, 2009; Karyakin et al., 2021). Лавы этого покрова формируют совершенно другой, двухъярусный, тип разреза, не встречающийся в покровах раннемелового возраста. Нижний ярус разрезов этого типа сложен крупнотолбчатыми колонновидными базальтами, а верхний — мелкостолбчатыми хаотично-веерными базальтами, часто с шевронным узором.

Для характеристики лавовых покровов такой двухъярусной текстуры были предложены архитектурные термины “колоннада” и “антаблемент” соответственно (Tomkeieff, 1940), прочно укоренившиеся в литературе (Swanson, 1967; Long, Wood, 1986). Нижняя колоннада и антаблемент могут перекрываться верхней колоннадой (Spry, 1962) и вместе с ней неоднократно повторяться в разрезах. Образование антаблемента связывается с термическим сжатием лавы в результате более быстрого охлаждения верхней части базальтового покрова, чем его нижней части, что вызвано затоплением его водой (Saemundsson, 1970; Long, Wood, 1986; Degraff, Aydin, 1987; Lyle, 2000; Forbes et al., 2014). Часто, но не всегда, в основании колоннады залегают пиллоу-лавы, палагонитовые туфы и гиалокластиты. Принципиальная (без верхней колоннады) схема строения базальтовых покровов с текстурой “колоннада/антаблемент” показана на рис. 3.

На юге ЗФИ в результате проведенных полевых работ базальты с текстурой “колоннада/антаблемент” установлены нами на островах Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита (рис. 4).

Остров Гукера

На территории о. Гукера (рис. 4) базальтовый покров с текстурой “колоннада/антаблемент” и возрастом 189.1 ± 11.4 млн лет обнажен в несколь-

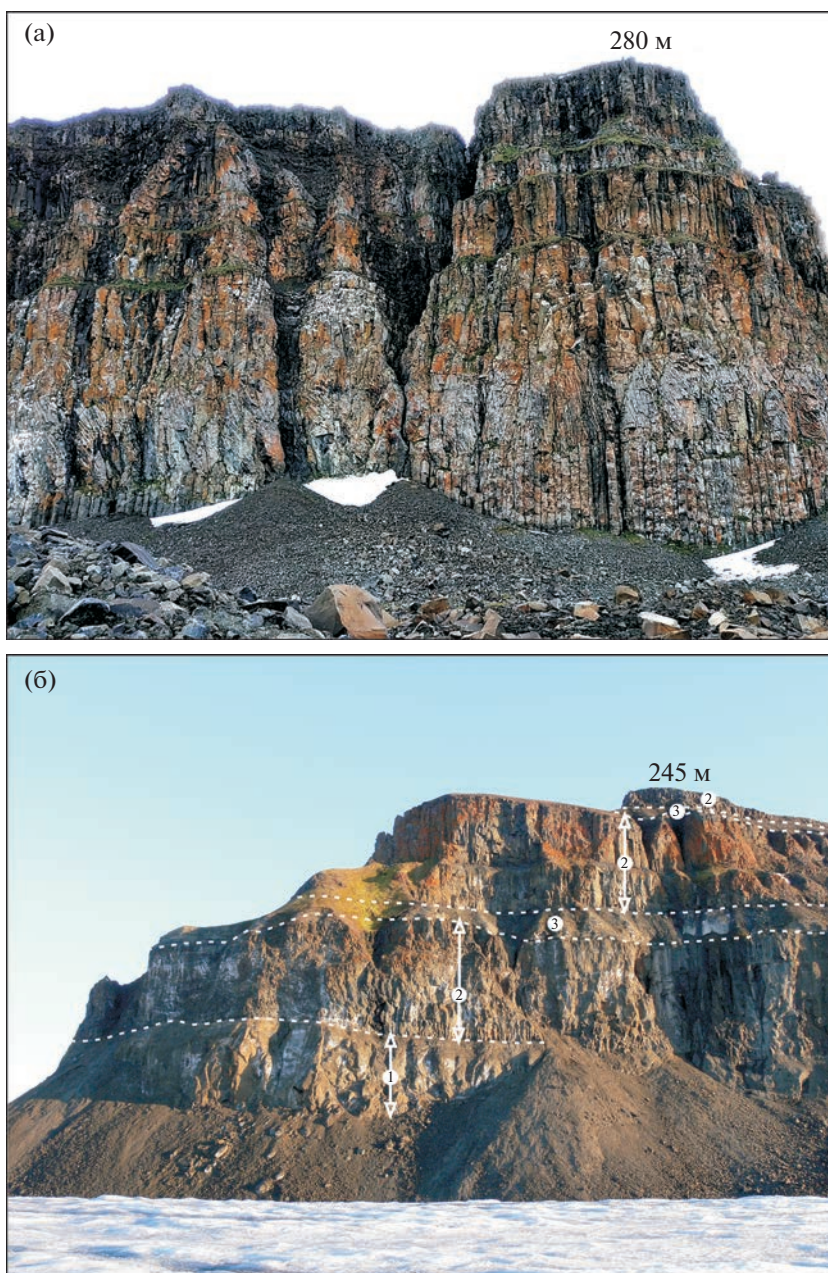


Рис. 2. Строение типичных разрезов раннемеловых базальтов.

(а) — вулканогенный разрез (мыс Орловский, остров Земля Георга); (б) — вулканогенно-осадочный разрез (Скала Солнечная, остров Гукера): 1 — туфы, туфобрекчии и туффиты; 2 — покровы базальтов; 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты. “280 м” и “245 м” — высоты над уровнем моря. Фото Ю.В. Карякина.

ких местах. Это плато Седова (обн. 38, 239 и 368), Скала Луначарского (обн. 402) и, возможно, мыс Альбанова (обн. 400).

На **плато Седова** покров занимает сейчас площадь около 20 км². Наиболее мощные (60 м и более) и представительные его разрезы (рис. 5) расположены на мысах Альберта Маркама (обн. 239 на рис. 4) и Льюис-Пул (обн. 368 на рис. 4).

За исключением мысов Альберта Маркама и Льюис-Пул верхняя, антаблементная, часть по-

крова на плато почти полностью эродирована, видимо, в результате абразивной деятельности ледников в четвертичное время (Dibner, 1998). По этой же причине на плато отсутствуют и раннемеловые базальты. Глыбы последних разного фациального облика, разных размеров и форм в большом количестве встречаются среди осыпей на южном и восточном склонах плато от ледника Седова до мыса Альберта Маркама.

Наибольшее количество глыб раннемеловых базальтов, обнажающихся на разных гипсометри-

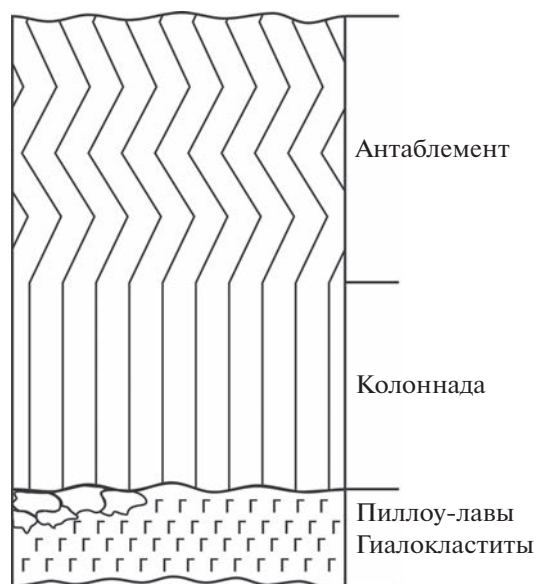


Рис. 3. Принципиальная схема строения базальтового покрова с текстурой “колоннада/антаблемент”. Схема составлена по данным (Spry, 1962; Swanson, 1967; Long, Wood, 1986).

ческих уровнях, расположено на южном склоне плато Седова (рис. 6в, 6д, 6е). Раннемеловой их возраст, предполагавшийся В.Д. Дибнером по аналогии с одновозрастными базальтами мыса Медвежий и горы Чурляниса (Dibner, 1998), недавно был подтвержден изотопной датировкой 145.8 ± 5.3 млн лет (Ar–Ar метод); Метелкин и др., 2022) базальтов одной из таких глыб (рис. 6а, 6б).

Раннеюрский базальтовый покров на южном склоне плато Седова (рис. 6а, 6б) подстилается толщей кристаллокластических туфов и гиаокластитов видимой мощностью не более 10 м. В обн. 344 (рис. 6а, 6б) туфы и гиаокластиты по простиранию замещаются толщей пиллоу-лав, на контакте с которыми вышележащие колонновидные базальты имеют хорошо выраженную эндоконтактную зону закалки (рис. 7). В 1.5 км к северу от этого обнажения, в Долине Молчания, видимая мощность толщи туфов и гиаокластитов резко увеличивается до 35–40 м.

Этот вулканогенный разрез залегает на мелко- и среднезернистых песках раннеюрской тегетгоффской свиты, выделенной в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения на

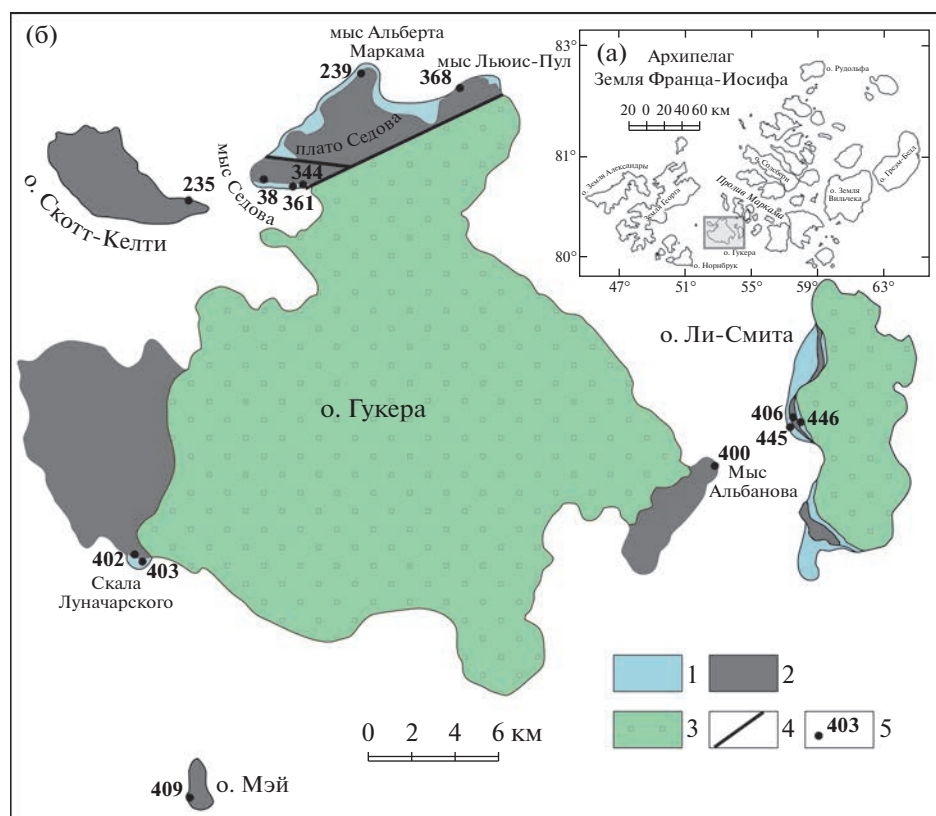


Рис. 4. (а) Контурная карта ЗФИ с позицией района исследований; (б) схематическая геологическая карта островов Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита.

Условные обозначения: 1 — раннеюрские пески и песчаники; 2 — раннеюрские базальты с текстурой “колоннада/антаблемент”; 3 — осадочно-вулканогенные породы средней юры и раннего мела нерасчлененные; 4 — разломы; 5 — номера обнажений, упоминаемые в тексте.

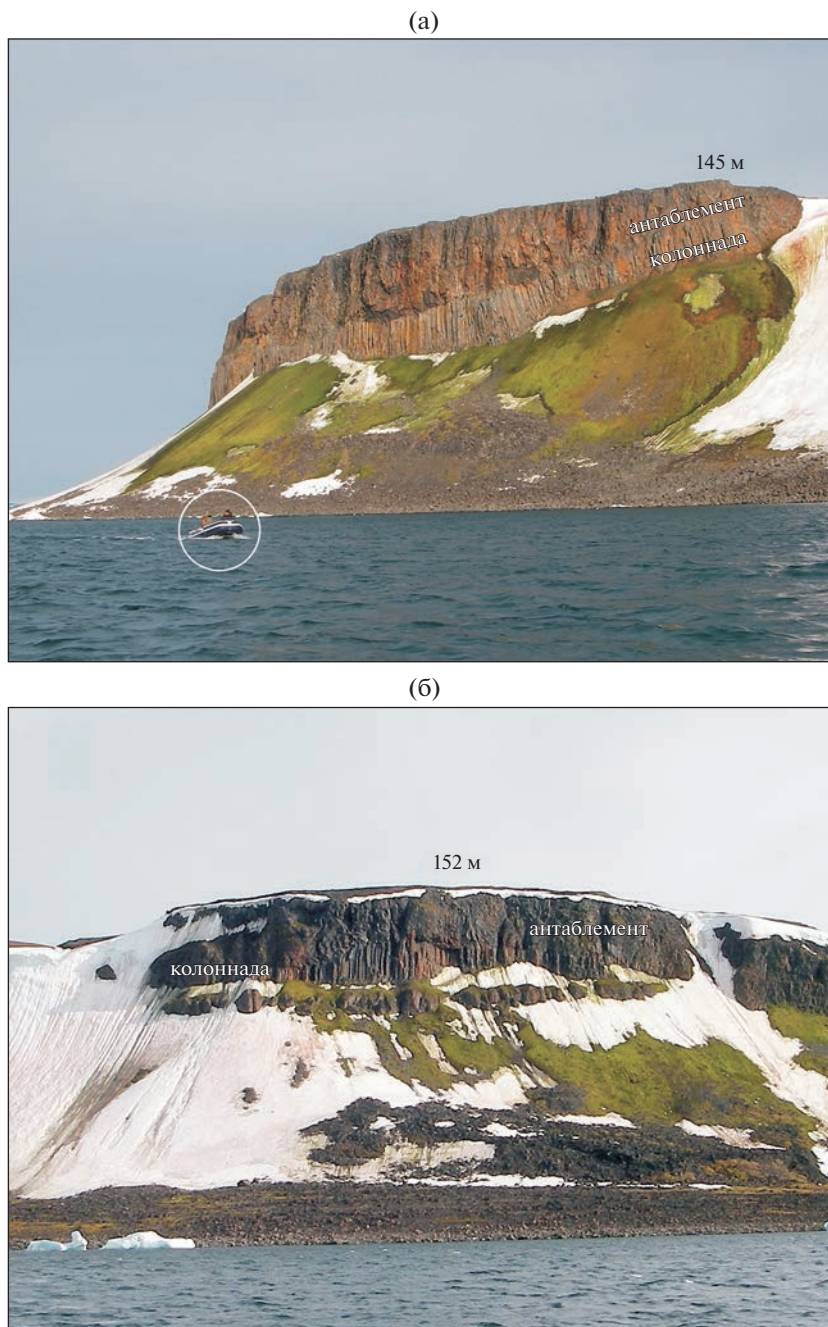


Рис. 5. Строение раннеюрского базальтового покрова на плато Седова, о. Гукера.

(а) — мыс Альберта Маркама (обн. 239 на рис. 4); (б) — мыс Льюис-Пул (обн. 368 на рис. 4). “145 м” и “152 м” — высоты над уровнем моря. На фото (а) лодка с людьми для масштаба. Фото Ю.В. Карякина.

ЗФИ В.Д. Дибнером (Дибнер, Седова, 1959; Дибнер, 1970). На всем протяжении толща песков и ее контакты с базальтами практически полностью скрыты склоновыми осыпями. Редкие изолированные обнажения располагаются в промоинах и бортах неглубоких оврагов.

В одном из таких обнажений на склоне плато (обн. 361 на рис. 6 и 13) в песках выявлен палинокомплекс, в котором преобладают (90% от суммы

всех палиноморф) диноцисты (табл. I). Они представлены частыми (54% от суммы диноцист) *Phallocysta eumekes*, *Susadinium scrofoides*, *Moesiodinium raileanui*, при меньшем участии *Parvocysta* sp., *P. bullula*, *P. nasuta*, *Scriniocassis prisca*, *S. weberi*, *Nannoceratopsis gracilis*, *N. tricerat*, *N. spiculata*, *N. deflandrei*, *N. symmetrica*, *Mancodinium semitabulatum*, *Mikrocysta erugata*, *Valvaeodinium* spp., *Dissiliodinium* sp., *Escharisphaeridia* sp.

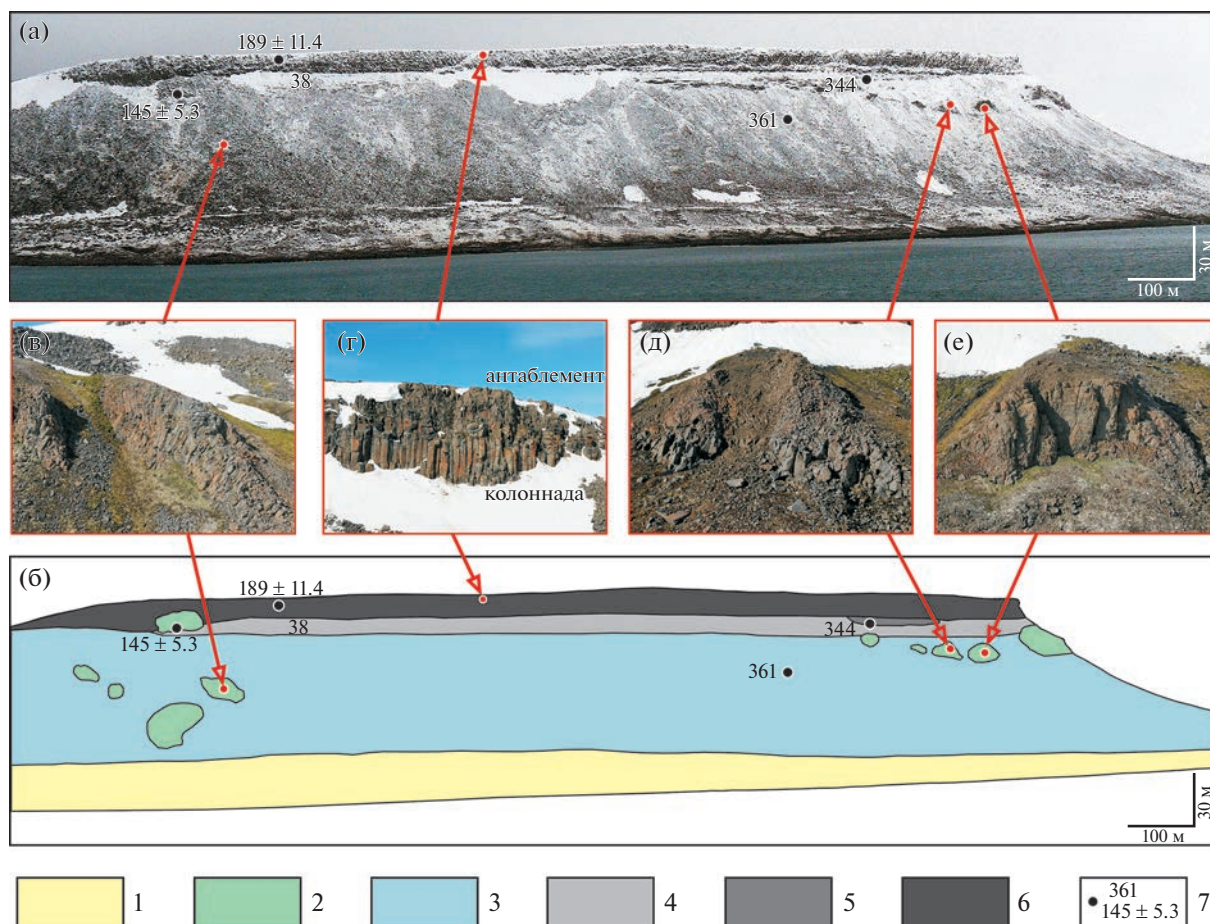


Рис. 6. Южный склон плато Седова, о. Гукера.

(а) – панорама склона; (б) – схема строения: 1 – четвертичные морские террасы; 2 – глыбы раннемеловых базальтоидов; 3 – раннеюрские пески и песчаники; 4 – туфы и гиаокластиты; 5 – пиллоу-лавы; 6 – раннеюрский базальтовый покров; 7 – номера обнажений и возраст базальтов (в млн лет), упомянутые в тексте; (в), (д), (е) – глыбы раннемеловых базальтов на склоне плато; (г) – детали строения раннеюрского базальтового покрова. Фото Ю.В. Карякина.

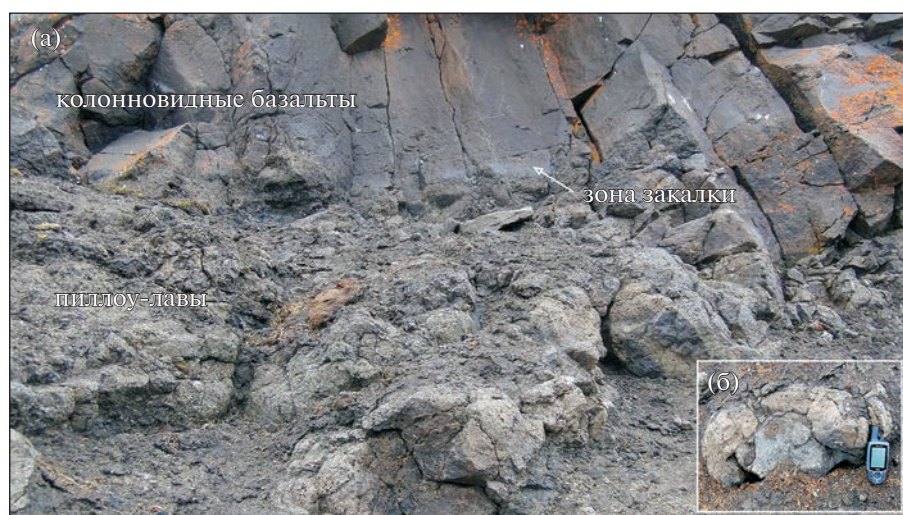


Рис. 7. Фрагмент обнажения 344 (положение см. на рис. 6).

(а) – контакт колонновидных базальтов с пиллоу-лавами; (б) – одна из подушек. Фото Ю.В. Карякина.

Акритархи и прازیнофиты малочисленны (2%) и представлены *Fromea tornatilis*, *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Leiofusa jurassica*, *Halosphaeropsis liassicus*, *Crassosphaera hexagonalis*, *Botryococcus* sp. Среди спор и пыльцы растений (8%) доминирует пыльца голосеменных. Господствуют *Alisporites* spp. В меньшем количестве отмечаются *Piceapollenites variabiliformis*, *Podocarpidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Cycadopites* sp., *Gingkokycadophytus* sp., *Cerebropollenites mesozoicus*. Споры *Stereisporites bujargiensis*, *Baculatisporites comaumensis*, *Obtusisporis junctus*, *Matonisporites* sp., *Cyathidites minor*, *Contignisporites problematicus*, *Campotriletes cerebriiformis* встречены в виде единичных экземпляров.

В наиболее близко расположенных разрезах аналогичный комплекс диноцист установлен из фосфоритовых галек, переотложенных из верхней части формации Вильгельмойя в пачке Брентскардхауген на Шпицбергене (Bjærke, 1980), а также в формации Конгсой Земли Короля Карла (Smelror, 1988; Smelror et al., 2018). Комплекс диноцист формации Конгсой отнесен к зоне DSJ10 шкалы для Суббореальной провинции Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003). Эта зона охватывает интервал аммонитовых зон *Dumortieria levesquei*–*Leioceras oralinum* верхов верхнего тоара–нижнего аалена.

Высокое содержание *P. eumekes* и *S. scrofoides*, установленное в обн. 361, в разрезах Северного моря и Северо-Западной Европы характерно для верхнего тоара; все остальные таксоны имеют относительно широкое стратиграфическое распространение в интервале нижний тоар–нижний аален (Riding, 1984; Riding, Thomas, 1992; Partington et al., 1993; Hardenbol et al., 1998; Charnock et al., 2001; Poulsen, Riding, 2003; Herngreen et al., 2003; Suan et al., 2011).

По данным В.И. Ильиной (Ильина и др., 1994), максимум *Phallocysta eumekes* в Сибири приурочен к подзоне IV зоны *Phallocysta eumekes*–*Dodekovia scrofoides*–*Valvaeoninum aquilonium*, отнесенной к низам верхнего тоара. В разрезах севера Восточной Сибири комплекс диноцист, аналогичный установленному в обн. 361, приурочен к слоям с *Phallocysta eumekes*, охватывающим зоны *Zugodactylites braunianus*–*Pseudolioceras compactile* верхов нижнего тоара–нижней части верхнего тоара Бореального аммонитового стандарта (Го-

рячева, 2017). В нем также присутствует *Fromea tornatilis*.

Последние данные показывают, что в Арктике (север Сибири) и в северной части Северного моря комплексы с многочисленными *Parvocysta* и *Phallocysta*, а также гониалаукоидные цисты, относимые к родам *Batiacasphaera* и *Dissiliodinium*, впервые появляются на уровне аммонитовой зоны *Nauproceras falciferum* нижнего тоара, т.е. намного раньше, чем в Европе, где эти ключевые виды динофлагеллат появляются на уровне аммонитовой зоны *Hildoceras bifrons* (Van de Schootbrugge et al., 2020). Также более раннее появление в Арктике зафиксировано для присутствующей в обн. 361 *Fromea tornatilis*, которая ранее была известна лишь из аален-байосских толщ Северо-Западной Европы.

Выделенный палинокомплекс потенциально дает основание датировать пески, подстилающие на плато Седова раннеюрский базальтовый покров, первой половиной позднего тоара. Однако, учитывая данные по более раннему появлению в Арктическом регионе комплекса с обильными *Parvocysta* и *Phallocysta* (Van de Schootbrugge et al., 2020), мы считаем более обоснованным датирование этих песков ранним тоаром.

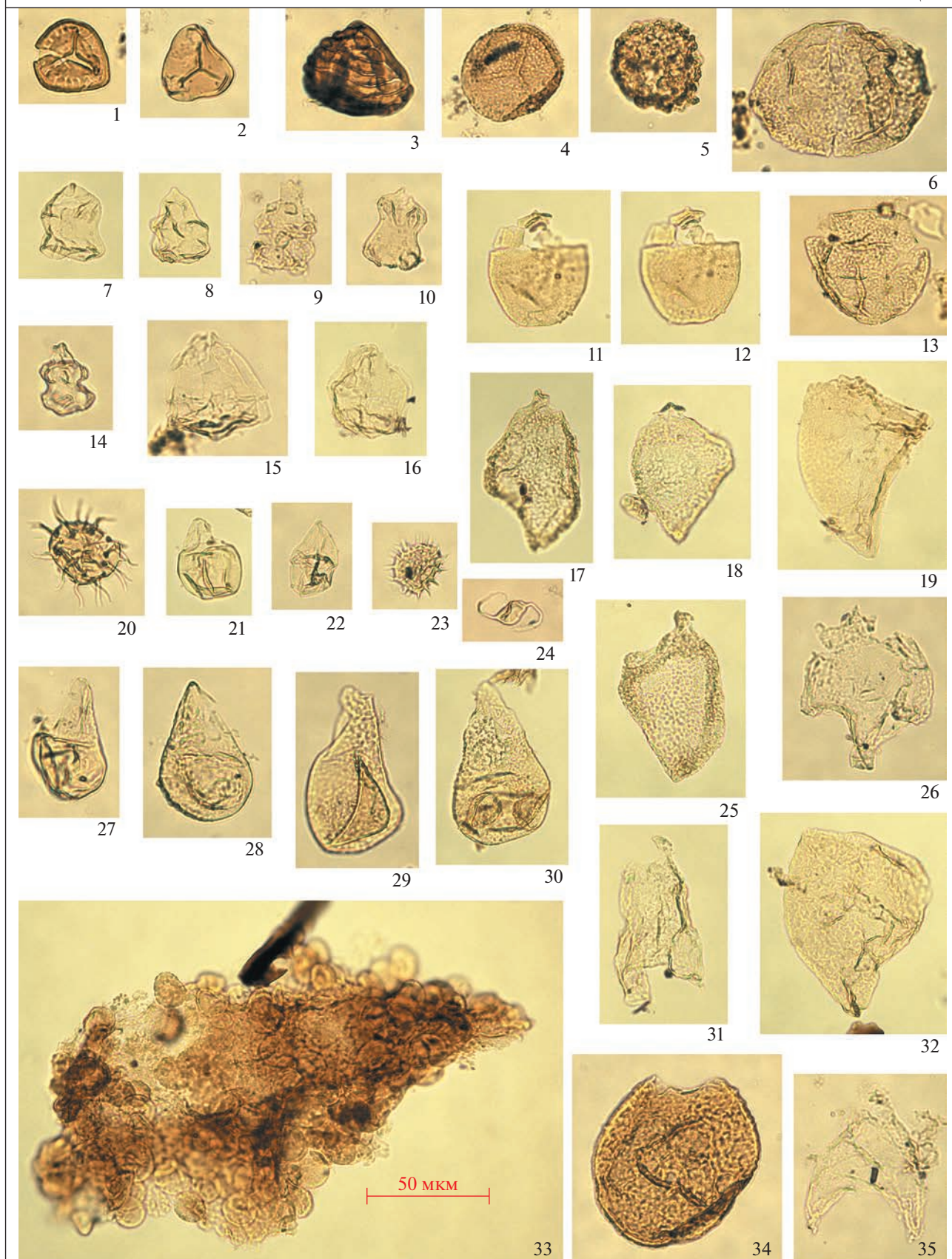
Базальтовый покров в районе **Скалы Луначарского** (обн. 402 на рис. 4) видимой мощностью 35–40 м представлен в основном колонновидными базальтами (рис. 8а). Антаблементная часть покрова занимает менее четверти его мощности. В отличие от базальтового покрова плато Седова, антаблемент сформирован системами трещин, образующих не веерные или шевронные, а кубовидные сочленения мелко столбчатых базальтов. Такой тип строения антаблемента описан в лавовых полях некоторых районов юго-запада Исландии (Forbes et al., 2014). Предполагается, что кубовидная отдельность в антаблементе появляется вследствие проникновения в излившуюся лаву значительно большего количества хладагента (воды), чем в антаблемент с мелко столбчатой отдельностью.

Базальты Скалы Луначарского с небольшим перерывом в обнаженности (местами не более 2–2.5 м) залегают на толще горизонтально-слоистых серых разнородных песков, которая непрерывно протягивается на расстояние около 1.5 км по направлению на восток к леднику Кирова. Пески

Таблица 1. Палиноморфы из обн. 361 (плато Седова, о. Гукера). Все изображения в одном увеличении.

1 – *Stereisporites bujargiensis* (Bolkhovitina, 1956) Schulz, 1966; 2 – *Obtusisporis junctus* (Kara-Murza, 1956) Pocock, 1970; 3 – *Contignisporites problematicus* (Couper, 1958) Döring, 1965; 4 – *Baculatisporites comaumensis* (Cookson, 1953) Potonie, 1956; 5 – *Cerebropollenites mesozoicus* (Couper, 1958) Nilsson, 1958; 6 – *Alisporites* sp.; 7, 8 – *Parvocysta bullula* Bjaerke, 1980; 9, 14 – *Susadinium scrofoides* Dörhöfer et Davies, 1980; 10 – *Parvocysta* sp.; 11, 12 – *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 13 – *Escharisphaeridia* sp.; 15, 16 – *Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974; 17, 18, 25 – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961; 19, 31, 32 – *Nannoceratopsis* sp.; 20, 23 – *Micrhystridium* spp.; 21, 27, 28, 29, 30 – *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies, 1980; 22 – *Parvocysta* sp.; 24 – *Leiofusa jurassica* Cookson et Eisenack, 1958; 26 – *Nannoceratopsis triceras* Drugg, 1978; 33 – *Halosphaeropsis liassica* Mädlar, 1968; 34 – *Fromea tornatilis* (Drugg, 1978) Lentin et Williams, 1981; 35 – *Nannoceratopsis spiculata* Stover, 1966.

Таблица I



содержат прослои гравелитов и глинистых алевроитов (обн. 403 на рис. 4, рис. 86). Гравелиты преимущественно сложены хорошо окатанной кварцевой галькой. Количество прослоев глинистых алевроитов увеличивается к кровле толщи и может составлять половину ее объема. Видимая мощность толщи 12–15 м.

В палинокомплексе песков обн. 403 (табл. II) преобладает пыльца голосеменных растений. Среди нее доминирует двумешковая пыльца (~85% от суммы всех палиноморф). Она представлена многочисленными разрушенными, трудно определенными экземплярами (*Disaccites*), в меньшем количестве — *Dipterella oblatinoides*, *Chasmatosporites apertus*, *Alisporites pergrandis*, *Alisporites* spp., *Pinuspollenites* spp. (в том числе *P. minimus*), *Quadraeculina limbata*, *Q. anellaeformis*, *Podocarpidites* spp. Однобородная пыльца (~5%) представлена *Cycadopites* sp., *C. percarinatus*, *Cerebropollenites thiergartii*, *C. mesozoicus*, *Ginkgocycadophytus* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus*. Встречены единичные экземпляры *Perinopollenites elatoides*, *Exesipollenites* sp., *Classopollis* sp., *Araucariacidites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Eucommiidites troedssonii*.

Споровая часть палинокомплекса неразнообразна и малочисленна. Встречены *Stereisporites* sp., *S. psilatus*, *S. congregatus*, *Baculatisporites comaumensis*, *Osmundacidites wellmanii*, cf. *Antulsporites varigranulatus*, *Contignisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Leiotriletes* spp., *Tripartina variabilis*, *Campotriletes cerebriiformis*, *Matonisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Densoisporites scanicus*, *Neoraistrickia taylorii*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Polycingulatisporites* sp.

В пробах обн. 403 также определены переотложенные триасовые пыльца и споры (*Aratrisporites* sp., *Lunatisporites* spp., *Riccisporites* sp. и др.).

Микрофитопланктон (~3%) представлен акридархами *Micrhystridium* sp., *Veryhachium* sp. и диноцистами *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, *Valvaeodinium* sp., *Valvaeodinium perpunctatum*; зеленые водоросли — мелкими тонкостенными округлыми формами и *Wotryococcus*; празиофиты — единичными экземплярами *Leiosphaeridia* sp., *Cymatiosphaera* sp.

Спорово-пыльцевые комплексы, близкие по составу к рассмотренному, выявлены в плинсбахских отложениях северных районов Сибири (Ильина, 1985), Восточной Гренландии (Koppelhus, Dam, 2003), в верхней части формации Свенской Земли Короля Карла, где они датируются геттангом — ранним плинсбахом (Smelgor et al., 2018). Бедный таксономический состав встреченных в пробах диноцист не позволяет точно сопоставлять установленный в обн. 403 комплекс диноцист с зональными шкалами. С долей условности он коррелируется с интервалом зон DSJ6–DSJ8 шкалы для суббореальных районов Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003), охватывающих хроностратиграфический интервал плинсбах — нижний тоар (аммонитовые зоны *Margaritatus*, *Spinatum* и *Falciferum*, *Bifrons* (часть)). Нижняя возрастная граница достаточно надежно обосновывается присутствием *M. semitabulatum*, первое появление которого в Бореальной области не установлено ранее плинсбаха (Davies, 1983, 1985; Feist-Burkhardt, 1994), а в подавляющем числе публикаций — ранее верхнего плинсбаха (Woollam, Riding, 1983; Riding, Thomas, 1992; Fauconnier, 1997; Hardenbol et al., 1998; Poulsen, Riding, 2003).

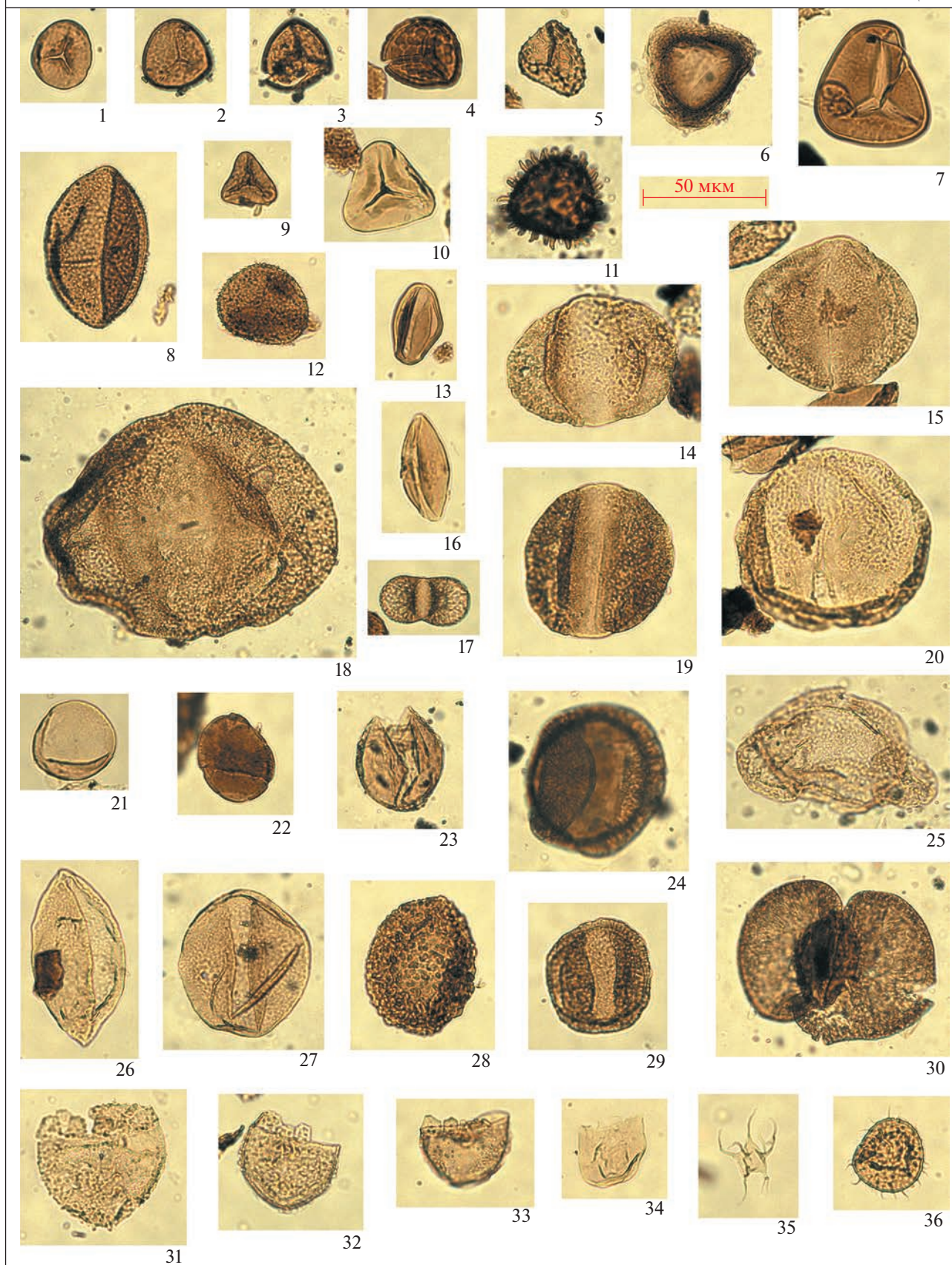
Таким образом, совокупность данных по спорам, пыльце и диноцистам свидетельствует о плинсбахском времени формирования песков обн. 403.

Раннеюрский возраст базальтов **мыса Альбанова** (обн. 400 на рис. 4) принимается нами условно. Здесь покров представлен только колонновидными базальтами при полном отсутствии антаблемента. Подстилающие и перекрывающие его осадочные породы не обнажены. Тем не менее мы считаем его раннеюрским на основе косвенных данных. Главным аргументом такого заключения является то, что покров перекрыт выносным ледником, донная морена которого сложена исключительно глинами среднеюрской фиумской свиты, обладающими обломочной структурой (рис. 9). Кроме глин, в морене присутствуют характерные для разреза свиты многочисленные конкреции криптокристаллических известняков. Если это раннемеловые базальты, то представляется невероятным, что ледник каким-то образом извлек среднеюрские глины из-под базальтового покрова и

Таблица II. Палиноморфы из обн. 403 (скала Луначарского, о. Гукера). Все изображения в одном увеличении.

1 — *Stereisporites psilatus* (Ross, 1943) Pflug in Thomson et Pflug, 1953; 2 — *Stereisporites* sp.; 3 — cf. *Antulsporites varigranulatus* (Levet-Carette, 1964) Reiser et Williams, 1969; 4 — *Stereisporites congregatus* (Bolchovitina, 1956) Schulz, 1970; 5 — *Lycopodiumsporites* sp.; 6 — *Densoisporites scanicus* Tralau, 1968; 7 — *Leiotriletes* sp.; 8 — *Osmundacidites wellmanii* Couper, 1953; 9 — *Tripartina variabilis* Maljavkina, 1949; 10 — *Dictyophyllidites* sp.; 11 — *Neoraistrickia* cf. *taylorii* Playford et Dettmann, 1965; 12 — *Baculatisporites comaumensis* (Cookson, 1953) Potonie, 1956; 13 — *Eucommiidites troedssonii* Erdtman, 1948; 14 — *Alisporites* sp.; 15, 20 — *Dipterella oblatinoides* Maljavkina, 1949; 16 — *Cycadopites* sp.; 17 — *Vitreisporites pallidus* (Reissinger, 1939) Nilsson, 1958; 18 — *Alisporites pergrandis* (Bolchovitina, 1956) Iljina, 1985; 19 — *Alisporites bisaccus* Rouse, 1959; 21 — *Pilasporites marcidus* Balme, 1957; 22 — *Classopollis* sp.; 23 — *Perinopollenites elatoides* Couper, 1958; 24, 29 — *Quadraeculina limbata* Maljavkina, 1949; 25 — *Pinuspollenites* sp.; 26 — *Cycadopites percarinatus* (Bolchovitina, 1956) Iljina, 1985; 27 — *Chasmatosporites apertus* (Rogalska, 1954) Nilsson, 1958; 28 — *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (Sachanova et Iljina, 1968) Iljina, 1985; 30 — *Podocarpidites* sp.; 31, 32, 33 — *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 34 — *Valvaeodinium* sp.; 35 — *Veryhachium* sp.; 36 — *Micrhystridium* sp.

Таблица II



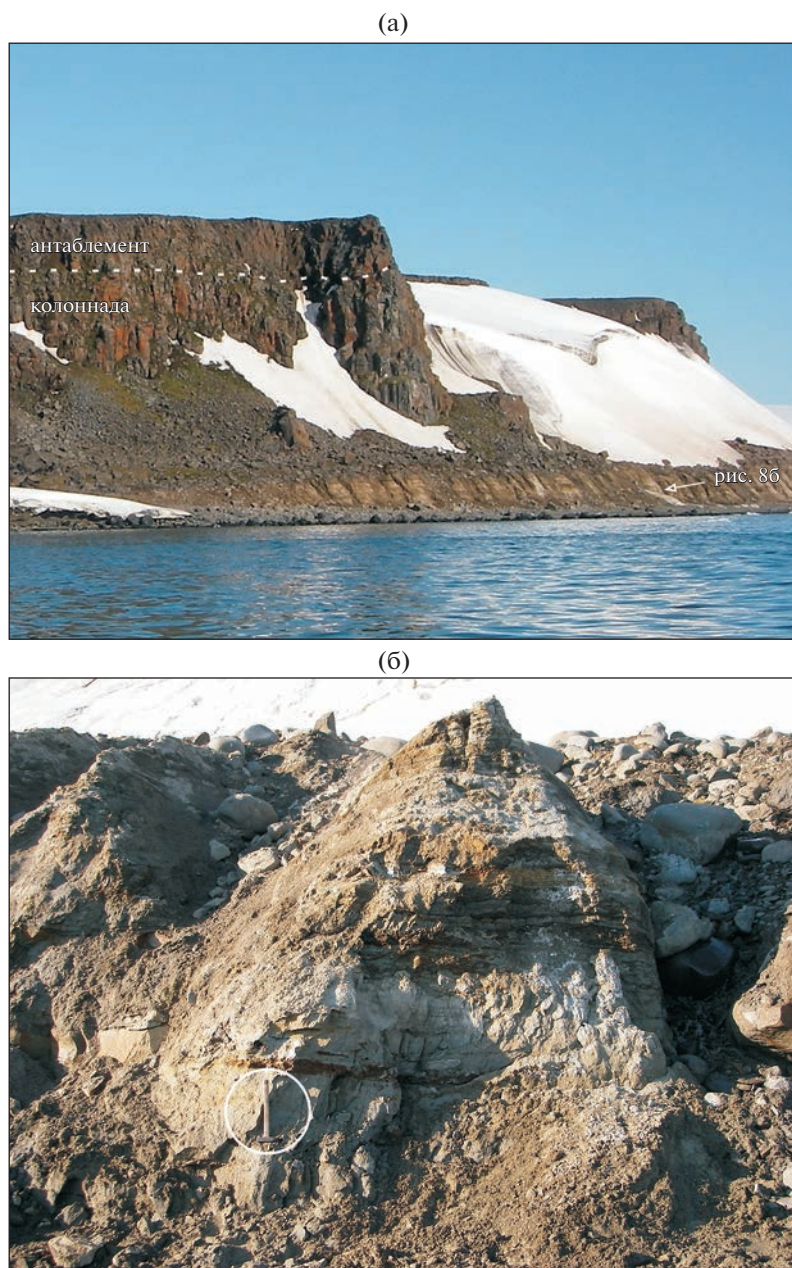


Рис. 8. Остров Гукера, Скала Луначарского.

(а) — базальтовый покров с кубовидным антаблементом (обн. 402 на рис. 4), высота обнажения около 100 м; (б) — детали строения толщи подстилающих песков (обн. 403 на рис. 4). Пунктирная линия на рис. 8а — граница между колоннадой и антаблементом. Длина молотка 50 см. Фото Ю.В. Карякина.

переотложил их на него. Скорее всего, морена была захвачена ледником во время его движения по центральной части о. Гукера, где широко развиты среднеюрские глины, подстилающие раннемеловые базальтовые покровы.

Острова Скотт-Келти и Мей

Базальтовые покровы островов Скотт-Келти (обн. 235 на рис. 4, рис. 10а) и Мей (обн. 409 на рис. 4, рис. 10б) по своему строению практически

полностью идентичны раннеюрским базальтам покрова плато Седова о. Гукера, обнаженным на мысах Альберта Маркама и Льюис-Пул (рис. 5а, 5б). Антаблемент покровов на большей части обоих островов денудирован. Относительно небольшие останцы его расположены только на юго-западе о. Скотт-Келти и на юге о. Мей. Хотя подстилающие и перекрывающие базальты осадочные породы не обнажены, такое сходство текстур, пространственная близость островов к о. Гукера, с учетом отсутствия среди раннемеловых базальтов



Рис. 9. Обломочная структура глин донной морены ледника, залегающей на базальтах мыса Альбанова. Фото Ю.В. Карякина.

текстур “колоннада/антаблемент”, дает нам веское основание предполагать раннеюрский возраст для их базальтовых покровов. Более чем вероятно, что базальтовые покровы островов Гукера, Скотт-Келти и Мей являются частями единого раннеюрского базальтового покрова.

Остров Ли-Смита

Еще одна часть раннеюрского базальтового покрова юга ЗФИ обнажена на западном побережье о. Ли-Смита (обн. 406 на рис. 4 и 11а). Здесь покров подстилается и перекрывается толщами песков и обнажен на полную мощность, которая изменяется в разных его частях от 30 до 45 м. Как и в других местах, покров сложен колоннадой и антаблементом (рис. 11б), но граница между ними не такая резкая и четкая. Местами между колоннадой и антаблементом наблюдается постепенный переход, когда верхняя часть крупных столбов резко утоняется и плавно переходит в мелкие столбы антаблемента (рис. 12а).

Взаимоотношение базальтового покрова о. Ли-Смита с вмещающими осадочными породами долгое время оставалось неопределенным. На фото 2017 г. (рис. 11а) хорошо видно, что его контакты скрыты под осыпями и наледями. Подстилающая толща горизонтально-слоистых песков была обнажена только в самой нижней части склона. Пески толщи серые и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, содержат прослойки темно-серого и черного углесто-глинистого материала (рис. 12в), а также фрагменты углефицированной древесины. Ситуация изменилась в 2020 г., когда вследствие общего потепления в Арктическом регионе наледь, скрывающая контакт базальтов с подстилающими песками, растая-

ла (рис. 12б). В обнажившемся контакте с базальтами в песках проявлена хорошо выраженная эндоконтактовая зона закалки мощностью до 0,4 м (рис. 12д). Нижний контакт толщи не обнажен. Общая видимая ее мощность около 65 м.

Пески верхней толщи (рис. 12г) отличаются от песков нижней толщи граувакковым составом и, как будет показано ниже, палеообстановкой образования. В них, по результатам рентгенофазового анализа (М.И. Тучкова (ГИН РАН), устное сообщение) содержатся немногочисленные обломки пироксенов. Эндоконтактовая зона закалки в основании толщи на контакте с базальтами отсутствует (рис. 12е). Как и нижняя, верхняя толща на полную мощность не обнажена — перекрыта ледниковой мореной, представленной исключительно среднеюрскими глинами, точно такими, как морена мыса Альбанова (рис. 9). Видимая мощность толщи около 20 м.

Палинокомплекс нижней толщи песков (табл. III) охарактеризован тремя пробами, отобранными последовательно из нижней, средней и верхней ее частей (обн. 445 на рис. 4, пробы 445-1, 445-2, 445-3 на рис. 13). Распределение палиноморф в пробах неравномерное. Наиболее насыщена ими нижняя часть разреза. В средней части толщи преобладают фрагменты тканей растений, палиноморфы содержатся в малом количестве и имеют плохую сохранность. В верхней части, вблизи контакта с базальтами, палиноморфы не обнаружены. Органическое вещество представлено единичными углистыми частицами.

В комплексе спор и пыльцы нижней и средней частей толщи преобладает пыльца голосеменных растений (табл. III). Среди нее доминирует двумешковая пыльца (~65%), представленная *Dip-*

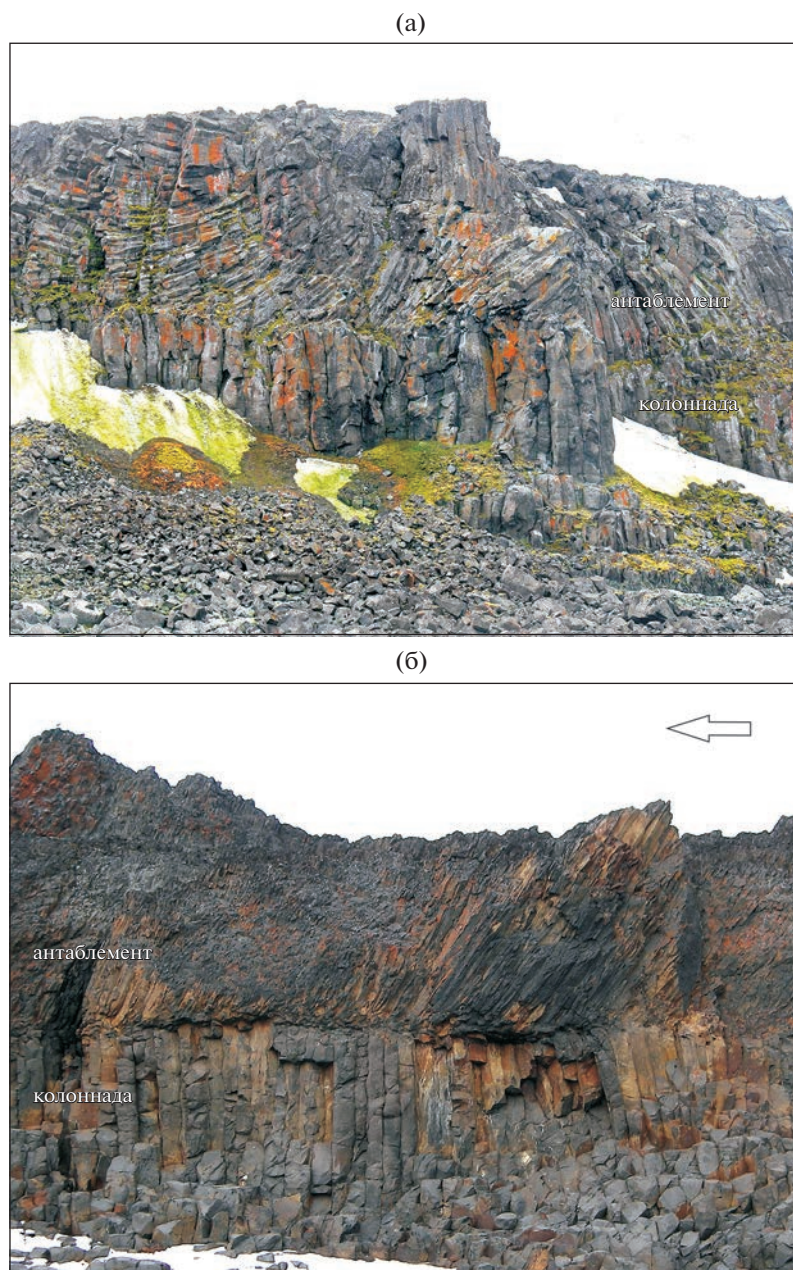


Рис. 10. (а) Базальтовый покров о. Скотт-Келти (обн. 235 на рис. 4), высота обнажения около 28 м; (б) базальтовый покров о. Мей (обн. 409 на рис. 4), высота обнажения 30–35 м. Стрелка указывает направление на север. Фото Ю.В. Карякина.

terella oblatinoides, *Piceapollenites* spp. (в том числе *P. variabiliformis*, *P. mesophyticus*), *Alisporites* spp., *Pinuspollenites* spp. (в том числе *P. divulgata*), *Quadraeculina anellaeformis*, *Podocarpidites* spp. и трудно определяемая *Disaccites*. Однобородная пыльца (~15%) представлена *Cuscadopites* spp. (в том числе *C. percarinatus*, *C. medius*, *C. dilucidus*), *Cerebropollenites thiergartii*, *C. mesozoicus*, *Chasmatosporites hians*, *Ch. major*, *Ch. apertus*, *Ginkgo-cuscadophytus* spp. Встречены единичные экземпляры *Perinopollenites elatoides*, *Classopollis* sp., cf.

Callialasporites sp., *Araucariacites pexus*, *Vitreisporites pallidus*.

В споровой части палинокомплекса (~15% от всех палиноморф) преобладают споры папоротников, среди них доминируют *Baculatisporites somatensis*, *Osmundacidites wellmanii*. Остальные споры хотя и разнообразны, но представлены немногочисленными, чаще единичными, экземплярами. Обнаружены *Stereisporites congregatus*, *S. psilatus*, *S. seebergensis*, *S. bujargiensis*, cf. *Antulsporites varigranulatus*, *Marattisporites scabratus*, *Ly-*

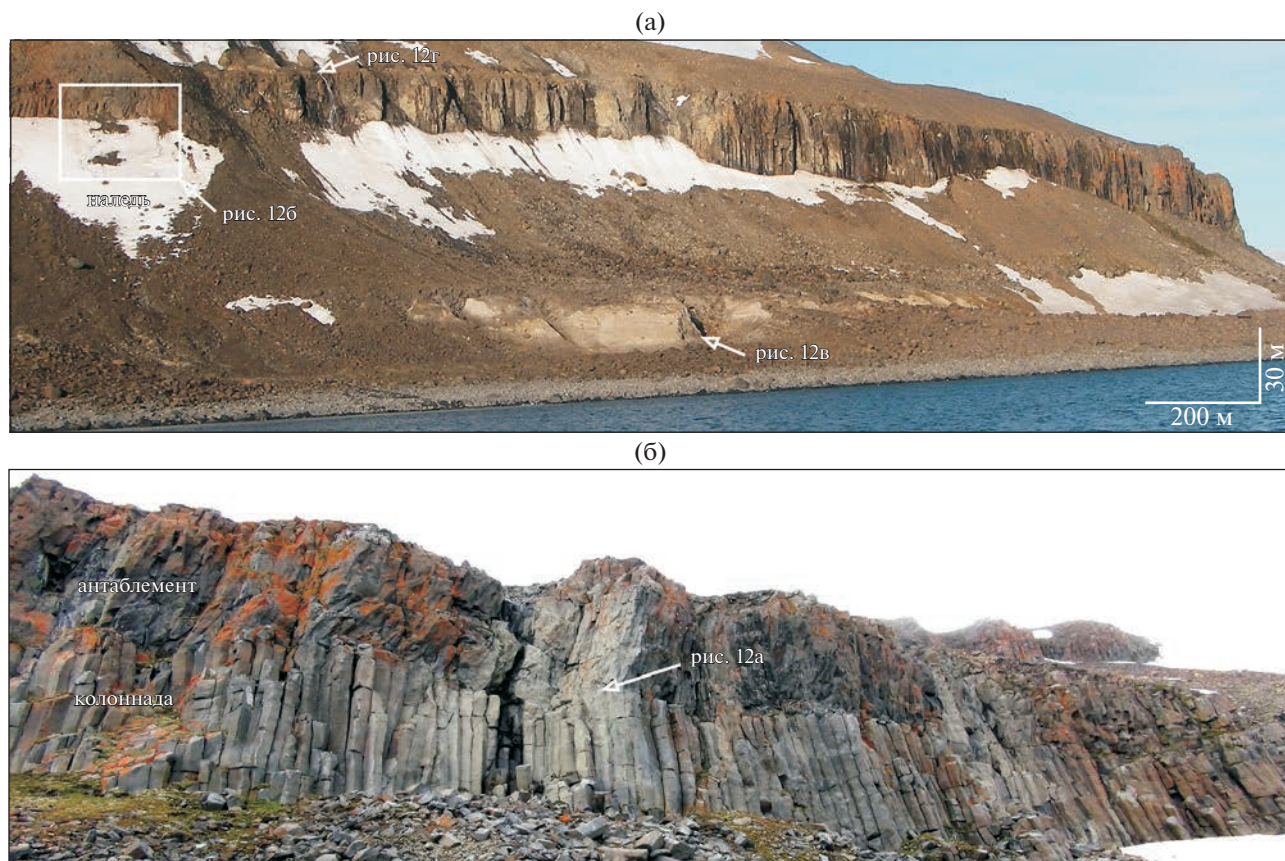


Рис. 11. (а) Панорама западного побережья о. Ли-Смита (обн. 406, 445 и 446 на рис. 4); (б) детали строения базальтового покрова о. Ли-Смита (обн. 406 на рис. 4). Стрелками показано положение фотографий на рис. 12. Фото Ю.В. Корякина, 2017 г.

copodiumsporites sp., *Leiotriletes* spp., *Tripartina variabilis*, *Dictyophyllidites* sp., *Contignisporites* sp., cf. *Uvaesporites argenteaformis*, *Duplexisporites* sp., *Triletes verrucatus*, *Polycingulatisporites* sp., *Foraminisporis jurassicus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Camptotriletes cerebriiformis*, *Cyathidites* sp., *Neoraistrickia taylorii*, *Acanthotriletes* sp., *Densoisporites* sp. и др.

Микрофитопланктон в нижней части толщи (~10%) представлен частыми мелкими округлыми формами, близкими к *Spheripollenites subgranulatus*/*Halosphaeropsis liassicus*, и единичными экземплярами *Leiosphaeridia* sp., *Crassosphaera* sp., *Ovoidites* sp. Так же часто встречаются зеленые водоросли *Botryococcus*.

Высокое содержание или доминирование “сфероморфных акритарх” в составе микрофитопланктона в разрезах Северо-Западной Европы и Северного моря наблюдается многими исследователями в нижнем тоаре, а частые находки *Botryococcus* — в верхнем плинсбахе (Woollam, Riding, 1983; Partington et al., 1993; Hardenbol et al., 1998; Charnock et al., 2001). На севере Сибири высокое содержание “мелких округлых форм, условно

Leiosphaeridia” отмечается в верхней части нижнего тоара (Ильина и др., 1994).

Спорово-пыльцевые комплексы, близкие по составу к рассмотренному, выявлены в плинсбахских отложениях северных районов Сибири (Ильина, 1985), Восточной Гренландии (Korpehus, Dam, 2003), в верхней части формации Свенской Земли Короля Карла, датируемой геттангом—ранним плинсбахом (Smelror et al., 2018). Следует отметить, что, согласно В.И. Ильиной (1985), комплексы тоара близки к комплексам плинсбаха, но отличаются постоянным присутствием единичных *Contignisporites* spp., *Marattisporites scabratus*, *Dictyophyllum*. Эти таксоны присутствуют и в палинокомплексе из нижней толщи песков в обн. 445. Кроме того, в публикации (Smelror et al., 2018) для тоарской части разреза спорово-пыльцевых данных нет, и вполне возможно, что описываемый в статье геттанг-раннеплинсбахский палинокомплекс может иметь более широкую возрастную датировку.

Таким образом, опираясь на раннетоарское событие “сфероморфных акритарх” и присутствие спор *Contignisporites* spp., *Marattisporites*

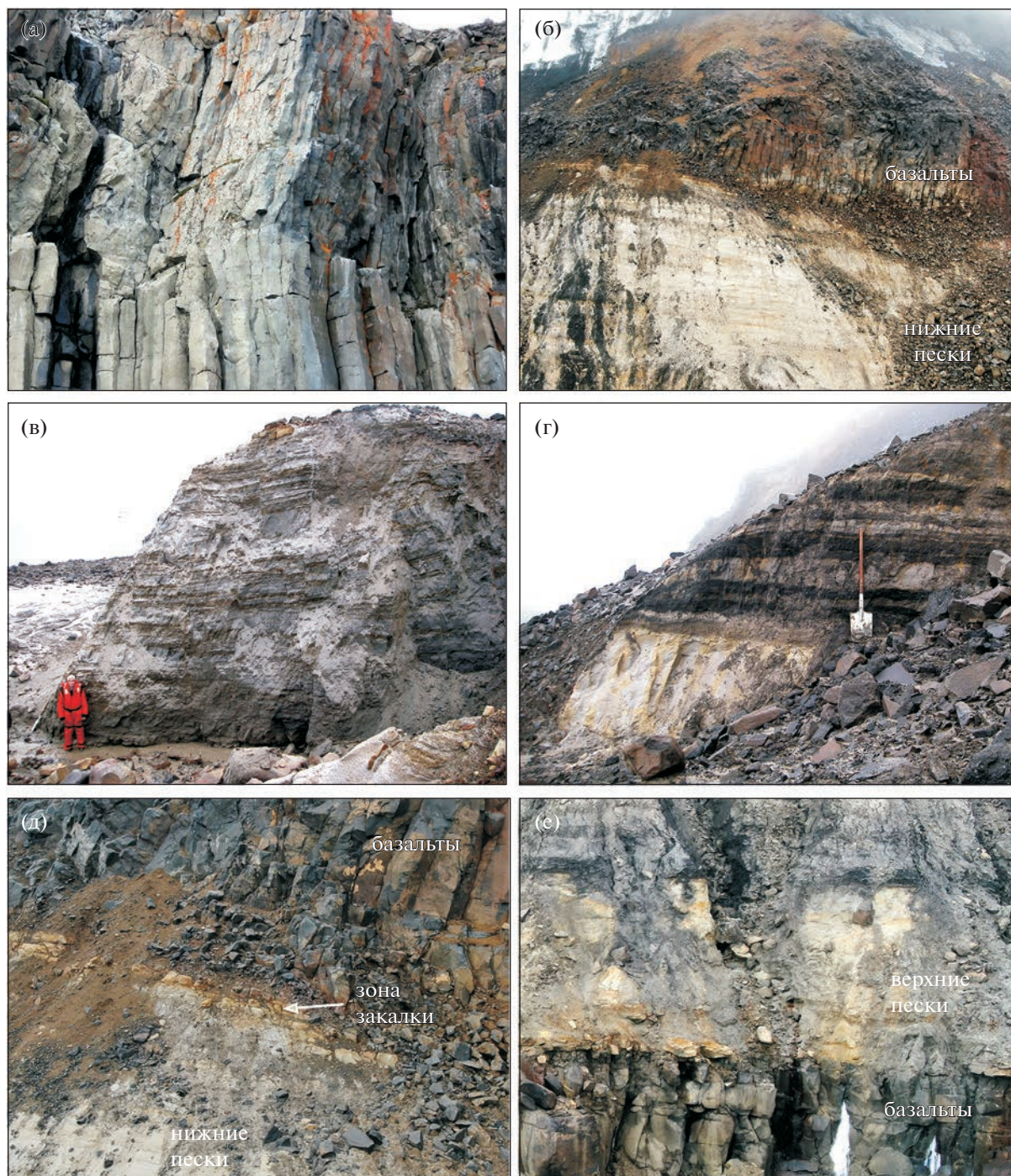


Рис. 12. Детали строения базальтового покрова и вмещающих толщ песков острова Ли-Смита (обн. 406, 445 и 446 на рис. 4).

(а) — постепенный переход колонновидных базальтов в антаблемент; (б) — контакт нижней толщи песков с базальтовым покровом; (в) — строение нижней толщи песков; (г) — строение верхней толщи песков; (д) — зона закалки в нижних песках на контакте с базальтами; (е) — контакт базальтов с верхними песками, зона закалки отсутствует. Рост человека 176 см. Длина лопаты 151 см. Фото Ю.В. Карякина, 2020 г.

scabratus, *Dictyophyllum* sp., мы предполагаем, что нижняя толща песков в обн. 445 имеет раннетюрский возраст.

Палинокомплекс верхней толщи песков (обн. 446 на рис. 4, пробы 446-2 и 446-3 на рис. 13) ха-

рактеризуется преобладанием диноцист (77% от всех палиноморф) (табл. III). Среди них доминируют (55% от суммы диноцист) *Nannoceratopsis* spp. (*N. gracilis*, *N. deflandrei* subsp. *deflandrei*, *N. deflandrei* subsp. *senex*, cf. *N. ambonis*, *Nannoceratop-*

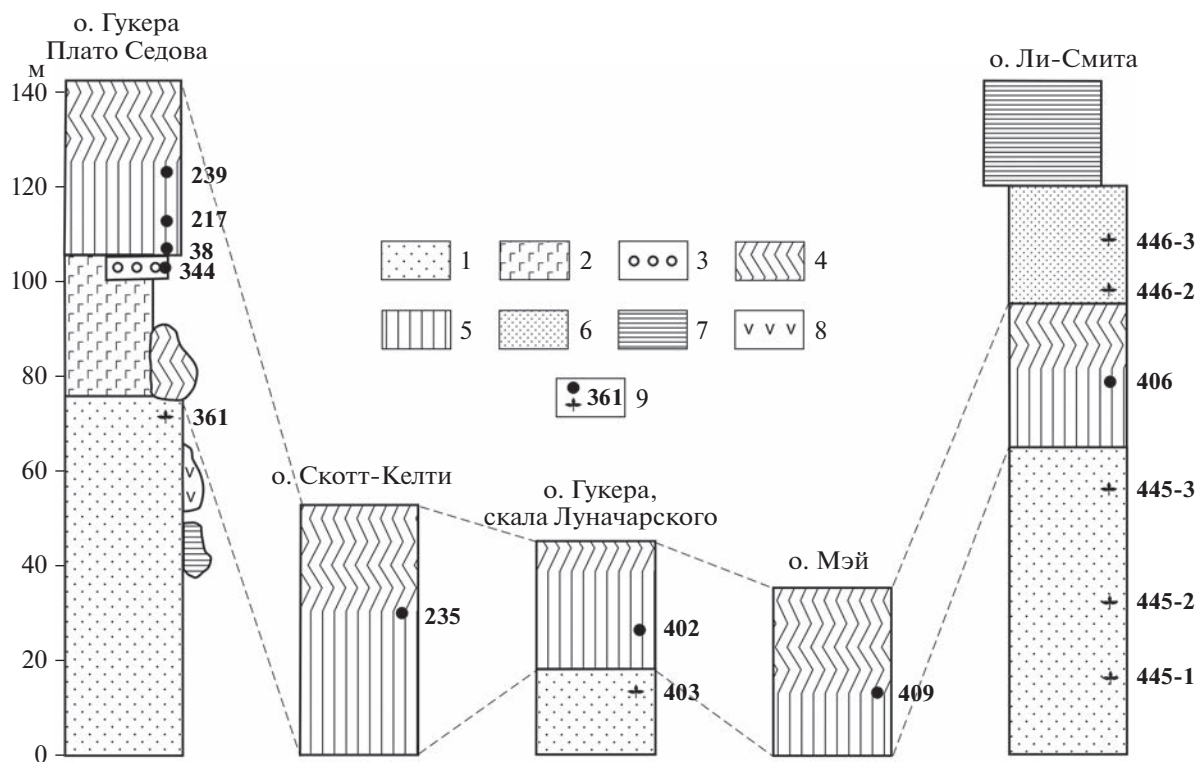


Рис. 13. Схемы строения раннеюрских осадочно-вулканогенных разрезов южной части ЗФИ.

1 — континентальные и прибрежно-морские пески плинсбаха—верхней части нижнего тоара; 2 — туфы и гиалокластиты; 3 — пиллоу-лавы; 4 — антаблемент базальтового покрова; 5 — колоннада базальтового покрова; 6 — морские пески нижней части верхнего тоара—нижнего аалена; 7 — моренные глины фиумской свиты средней юры; 8 — глыбы раннемеловых базальтов; 9 — номера обнажений и проб, упомянутые в тексте.

sis sp.). Они сопровождаются частыми *Phallocysta elongata*, *P. eumekes*, *Susadinium scrofoides* и сравнительно редкими *Parvocysta nasuta*, *P. bullula*, *Mancodinium semitabulatum*, *Moesiodinium raileanui*, cf. *Kallosphaeridium* sp., cf. *Scrinioecassis weberi*, ?*Valensiella* sp., *Valvaodinium* sp. Акритархи представлены *Leiofusa jurassica*, *Michrhystridium* sp., пражинофиты — *Schizosporis* sp., *Tasmanites* sp.

В спектре спор и пыльцы преобладает пыльца голосеменных растений, представленная частыми плохо сохранившимися *Disaccites*, *Alisporites* sp., редкими *Dipterella oblatinoides*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Inaperturopollenites* sp. Споры представлены единичными экземплярами *Stereisporites seebergensis*, *Lycopodiumsporites* sp., *Baculatisporites comaumensis*.

Массовое развитие *Nannoceratopsis* spp. и присутствие в палиноспектрах *Phallocysta elongata*, *Phallocysta eumekes*, *Susadinium scrofoides* позволяет сопоставлять установленный в верхней толще комплекс диноцист с подзонами “b” и “c” зоны *Nannoceratopsis gracilis* Англии (Riding, Thomas, 1992), зоной DSJ10 суббореальных районов Северо-Западной Европы (Poulsen, Riding, 2003), зоной *Phallocysta eumekes*—*Susadinium scrofoides* севера Сибири (Ильина, 1985; Ильина и др., 1994;

Riding et al., 1999; Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013). Стратиграфическое положение этих биостратонов установлено в интервале от верхов нижнего тоара до верхнего тоара включительно.

Следует обратить внимание на то, что на севере Сибири массовое развитие *Nannoceratopsis* spp. традиционно фиксируется в нижнем тоаре и терминальном плинсбахе (Ильина, 1985; Ильина и др., 1994; Riding et al., 1999; Никитенко и др., 2013, 2017; Горячева, 2017). При этом зона *P. eumekes*—*S. scrofoides* (и ее аналоги) ограничивается снизу верхами нижнего тоара, а сверху — условно кровлей тоара (в связи с отсутствием или находок ааленской морской фауны, или самих диноцист в фаунистически охарактеризованных толщах), хотя комплекс диноцист этой зоны вполне может рассматриваться и как более молодой. Так, в Европе обилие диноцист *Nannoceratopsis gracilis/senex* фиксируется на более высоком стратиграфическом уровне — его кровля сопоставляется с границей нижнего и верхнего байоса, на этом же рубеже исчезают *S. scrofoides*, *P. eumekes*, *M. semitabulatum* (Hardenbol et al., 1998; Partington et al., 1993). По данным (Charnock et al., 2001), последнее обильное присутствие *N. gracilis/senex* и исчезновение *P. eumekes* фиксируется на границе

Таблица III

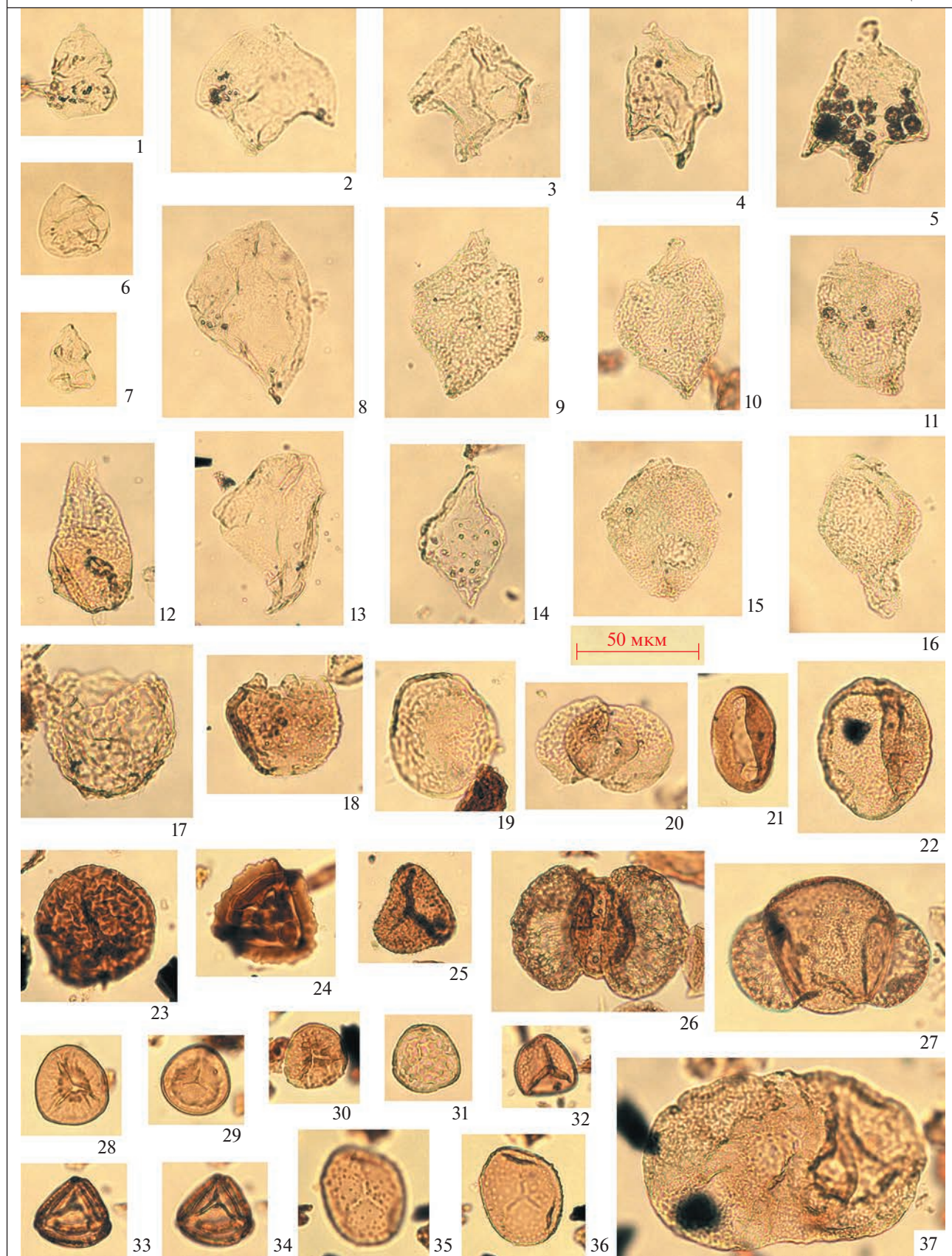


Таблица III. Палиноморфы из обн. 445 и 446 (о. Ли-Смита). Все изображения в одном увеличении.

1–18 – обн. 446: 1 – *Parvocysta bullula* Bjaerke, 1980; 2, 3, 4, 5 – *Nannoceratopsis tricerata* Drugg, 1978; 6 – *Moesiodinium raileanui* Antonescu, 1974; 7 – *Susadinium scrofoides* Döhrhöfer et Davies, 1980; 8, 13 – *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. senex (Van Helden, 1977) Iljina, 1994; 9, 10, 11 – *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961; 12 – *Phallocysta eumekes* Döhrhöfer et Davies, 1980; 14, 15, 16 – *Nannoceratopsis* sp.; 17 – ?*Valensiella* sp.; 18 – *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, 1970; 19–37 – обн. 445: 19 – *Schizosporis* sp.; 20 – *Alisporites* sp.; 21 – *Cycadopites medius* (Bolkhovitina, 1956) Iljina, 1985; 22 – *Chasmatosporites hians* Nilsson, 1958; 23 – *Camptotriletes cerebriformis* Naumova ex Jaroschenko, 1965; 24 – *Duplexisporites* sp.; 25 – *Acanthotriletes* sp.; 26 – *Podocarpidites* sp.; 27 – *Pinuspollenites* sp.; 28 – *Stereisporites antiquasporites* (Wilson et Webster, 1946) Dettmann, 1963; 29 – *Stereisporites incertus* (Bolchovitina, 1956) Semenova, 1970; 30 – *Stereisporites seebergensis* Schulz, 1966; 31 – *Lycopodiumsporites* sp.; 32 – cf. *Antulsporites varigranulatus* (Levet-Carette, 1964) Reiser et Williams, 1969; 33, 34 – *Duplexisporites anogrammensis* (Kara-Murza ex Bolkhovitina, 1956) Schugaevskaja, 1969; 35, 36 – *Foraminisporis jurassicus* Schulz, 1967; 37 – *Piceapollenites* sp.

аалена и байоса. Можно заключить, что обилие видов *N. deflandrei/senex/gracilis* существенного стратиграфического значения для межрегиональных корреляций не имеет. Это можно сказать и об уровне исчезновения *Phallocysta eumekes*, *P. elongata*, *S. scrofoides*, *M. semitabulatum*, которое фиксируется в интервале от среднего аалена до нижнего байоса. Поэтому эти таксоны при отсутствии в разрезах непрерывной последовательности серии образцов решающей роли в интерпретации возраста отложений не играют. Вероятно, наиболее узким стратиграфическим интервалом обладают виды *Parvocysta*, исчезновение которых фиксирует границу нижнего и среднего аалена в разрезах Европы (Riding, Thomas, 1992; Poulsen, 1996; Hardenbol et al., 1998; Poulsen, Riding, 2003; Herngreen et al., 2003).

Исходя из приведенного анализа, возраст перекрывающих базальты песков может быть расширен до раннего аалена включительно, так как отсутствуют надежные основания для исключения нижнего аалена из стратиграфической интерпретации. Вероятно, в дальнейшем более детальное опробование и палинологическое изучение разрезов юры на ЗФИ позволит уточнить имеющиеся представления.

ОБСУЖДЕНИЕ

Первое датирование К–Аг методом базальтоидов ЗФИ показало большой разброс значений – от 200 до 60 млн лет (Тараховский и др., 1982; Dibner, 1998). Однако стратиграфически были подтверждены только готерив-аптский и апт-альбский интервалы формирования базальтов, что позволило В.Д. Дибнеру выделить две вулканогенные формации: Бухты Тихой и Солсбери, соответственно (Дибнер, 1970; Dibner, 1998). Раннемеловой (или позднеюрско-раннемеловой) возраст платобазальтов ЗФИ признается большинством исследователей (Дибнер, 1970; Dibner, 1998; Campsie et al., 1988; Amundsen et al., 1998; Грачев, 2001; Макарьев и др., 2002; Столбов, 2002; Чернышева и др., 2003; Ntaflou, Richter, 2003).

В последнее время популярны и часто цитируются значения U–Pb датирования (122.2 и

122.7 млн лет) цирконов из глубинных базальтовых силлов скважины Нагурская на о. Земля Александры и скважины Северная на о. Греэм-Белл (Corfu et al., 2013). На основе этих данных делается вывод об исключительно раннемеловом возрасте магматизма архипелага. Однако вряд ли разумно распространять эти определения на все фациальное и вещественное разнообразие базальтоидов ЗФИ, поскольку силлы по составу являются субщелочными толеитовыми базальтами (Грачев, 2001, табл. 2 и 4), а кроме этих базальтов на территории ЗФИ широко развиты и покровы более древних низкокальциевых толеитовых базальтов (Karyakin et al., 2021).

Раннеюрские датировки Ar–Ar методом базальтов ЗФИ получены не только по результатам наших исследований (Karyakin et al., 2021). О базальтах с возрастом 180.9 ± 3.4 млн лет (обр. 2832-1) на юге о. Рудольфа без указания их точного местонахождения сообщили А.Л. Пискарев с соавторами (2009).

Текстура “колоннада/антаблемент” раннеюрских базальтовых покровов ЗФИ позволяет отличать их от базальтовых покровов раннемелового возраста в полевых условиях. Лавовые покровы и потоки такой текстуры установлены во многих мезо-кайнозойских платобазальтовых провинциях мира. Они описаны в траппах Сибири (Jegham et al., 2016) и Декана (Najafi et al., 1981; Bondre et al., 2004), в базальтах Провинции Колумбия-Ривер (Reidel et al., 2013; Vye-Brown et al., 2013). В пределах Северо-Атлантической магматической провинции они известны в Ирландии (Tomkeieff, 1940), на Гебридских островах (Phillips et al., 2013), в Исландии (Saemundsson, 1970; Smellie, 2008) и т.д. Подобные лавовые текстуры не являются прерогативой только областей платобазальтового вулканизма (Hetényi, Milazzo, 2014) и характеризуют не столько палеогеодинамическую, сколько палеотопографическую обстановку их формирования (Forbes et al., 2014).

По химическому составу раннеюрские базальты являются высокодифференцированными низкокальциевыми толеитами (Karyakin et al., 2021). Анализ составов расплавных включений в минералах показал, что по соотношению таких инди-

каторных элементов, как Nb, Th, Y, Zr и PЗЭ, они относятся к магматическим сериям с плюмовым мантийным источником и соответствуют характеристикам платобазальтов, в том числе траппов Сибирской платформы (Симонов и др., 2019).

Помимо островов Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита, базальтовыми покровами с аналогичными текстурными характеристиками, возможно, сложены острова Итон и Ньютона. Если это подтвердится последующими исследованиями, то площадь территории распространения раннеюрских базальтов в южной части ЗФИ может быть ориентировочно оценена более чем в 2000 км².

Во всех разрезах, где обнажены подстилающие осадочные породы, раннеюрские базальты по нашим данным залегают на песках и песчаниках, датированных плинсбахом – ранним тоаром (рис. 13). Поэтому утверждение о том, что все базальты ЗФИ залегают только на среднеюрских морских глинах фиумской свиты (Столбов, Суворова, 2010) является ошибочным.

Состав палинокомплексов свидетельствует о разной палеотопографии территории во время излияния лавы. В северной части (район плато Седова о. Гукера), судя по преобладанию среди комплекса палиноморф диноцист, базальты изливались в прибрежно-морской палеообстановке. Об этом свидетельствуют и пиллоу-лавы в основании разреза базальтового покрова. На юго-востоке территории, в районе о. Ли-Смита, это было локальное поднятие. Здесь микропланктон и зеленые водоросли присутствуют только в нижней части нижней толщи песков. В средней части преобладает пыльца голосеменных растений и споры папоротников, которые отсутствуют в самой верхней части разреза. На контакте с базальтами в песках проявлена эндоконтактная зона закалки.

Обстановка осадконакопления резко изменилась после излияния базальтов. Палинокомплекс толщи песков, перекрывающих базальтовый покров на о. Ли-Смита, практически нацело представлен диноцистами, что свидетельствует о накоплении их в нормально-морской обстановке в интервале от начала позднего тоара по ранний аален. Нижний контакт песков нормальный, без каких-либо признаков термического воздействия на них базальтов.

Морская трансгрессия произошла очень быстро, сразу же после излияния базальтов, поскольку непереносимым условием формирования антаблемента верхнего яруса базальтов является затопление водой до того, как лава окончательно застынет (Long, Wood, 1986).

Судя по строению разреза на о. Ли-Смита (рис. 13), извержение раннеюрских базальтов явилось результатом одноактного магматического события. Однако в рамках этого события рекон-

струируются, по крайней мере, два следующих друг за другом импульса вулканической активности. Первый из них – это кратковременный фреатомагматический импульс с незначительной долей лавовой составляющей, во время которого была сформирована толща туфов и гиалокластиков с локальными участками пиллоу-лав. Излияние базальтов произошло во время второго собственно эффузивного импульса. Пирокластические отложения на контакте базальтового покрова с подстилающими осадочными породами установлены только в районе плато Седова на о. Гукера. В разрезах Скалы Луначарского и о. Ли-Смита они отсутствуют. Это дает основание предполагать, что источник пирокластического материала и магмы находился севернее о. Гукера. Если это так, то и потоки базальтовой лавы должны были двигаться в направлении с севера на юг.

Одним из самых надежных признаков при определении направления движения лавы является изменение ориентации столбчатой отдельности с вертикальной на наклонную, показывающую направление ее движения (Waters, 1960). На рис. 10б хорошо видно, что столбы антаблемента о. Мей наклонены на юг. Такой же, но менее четко выраженный наклон столбов на юг присутствует в антаблементах о. Ли-Смита (рис. 11б), а также наблюдается на о. Гукера, но не в антаблементах, а в колоннаде. Это является подтверждением предположения о том, что источник лавы находился севернее о. Гукера.

Был ли это один базальтовый покров или несколько потоков, сказать трудно. Не исключено, что лава после извержения перемещалась несколькими потоками, так как палеорельеф до излияния, видимо, был расчлененным, о чем свидетельствует наличие полимиктовых конгломератов и галечников в нижней части тегетгоффской свиты (Dibner, 1998; Ершова и др., 2017). Косвенным доказательством этого может быть и разная степень насыщения лавы водой – большей в базальтах Скалы Луначарского, с образованием антаблемента кубической отдельности, и меньшей в других разрезах, где отдельность в антаблементах мелко столбчатая (Forbes et al., 2014).

Наличие пироксенов в верхней толще песков о. Ли-Смита, видимо, является следствием начавшегося уже в позднем тоаре размытия раннеюрского базальтового покрова, поскольку эти минералы являются крайне неустойчивыми и не переносят длительную транспортировку (Кухаренко, 1961; Бергер, 1986). Более интенсивно размытие продолжилось в средней юре. По имеющимся данным (Дибнер и др., 1962), терригенная часть тяжелой фракции в глинах среднеюрской фиумской свиты (осадочные отложения аалена и бата) практически полностью сложена пироксенами и

рудными минералами, а в легкой фракции содержится основной плагиоклаз.

ВЫВОДЫ

1. На островах Гукера, Скотт-Келти, Мей, Ли-Смита и, возможно, Итон и Ньютона юга ЗФИ распространены базальты, обладающие двухъярусным строением. Нижний ярус представлен колонновидными базальтами, верхний — антаблементом. Такое морфологическое сходство дает основание рассматривать эти базальты в качестве генетически единого базальтового покрова, отличающегося от базальтовых покровов раннемелового возраста, не обладающих текстурой “колоннада/антаблемент”. Ранее нижние колонновидные базальты этого покрова ошибочно трактовались как раннемеловой силл, внедрившийся вдоль границы раннемелового базальтового покрова (антаблемент) с подстилающими осадочными породами (Dibner, 1998, fig. 5.18).

2. В наиболее полном и представительном разрезе на о. Ли-Смита базальтовый покров подстилается и перекрывается толщами песков. В нижней толще на контакте с базальтами проявлена зона закали. В основании верхней толщи такая зона отсутствует.

3. Палинологическое изучение подстилающих и перекрывающих базальтовый покров осадочных отложений на островах Гукера и Ли-Смита показало, что он подстилается континентальными и прибрежно-морскими отложениями плинсбаха—верхов нижнего тоара. На о. Ли-Смита покров перекрывается морскими отложениями низов верхнего тоара—нижнего аалена. Из этого следует, что излияние базальтов покрова произошло в узком возрастном интервале: на границе раннего и позднего тоара. В соответствии с последней версией Международной хроностратиграфической шкалы (версия 2022/02), возраст покрова может быть оценен примерно в 180 млн лет, что не противоречит данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста 189.1 ± 11.4 млн лет, полученным ранее (Карякин, Шипилов, 2009; Karyakin et al., 2021).

4. Источник базальтовой магмы, возможно трещинного типа, располагался севернее о. Гукера, вероятно в районе современного пролива Маркама (рис. 4а).

5. Данные о стратиграфическом положении базальтов свидетельствуют о правомерности выделения раннеюрского этапа магматизма в истории развития архипелага Земля Франца-Иосифа (Karyakin et al., 2021).

Благодарности. Авторы благодарят Национальный парк “Русская Арктика” за неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ на территории архипелага Земля Франца-Иосифа. Авторы глубоко признательны сотруд-

никам ВСЕГЕИ А.Г. Федяевскому и О.В. Шурековой, а также А.М. Никишину (МГУ) и М.А. Рогову (ГИН РАН) за ценные замечания, позволившие значительно улучшить статью. Мы также благодарны М.И. Тучковой (ГИН РАН) за представленные в наше распоряжение результаты рентгенофазового анализа.

Источник финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
- Горячева А.А. Биостратиграфия нижнеюрских отложений Восточной Сибири по данным палинологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 29–60.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X1703004>
- Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.
- Дибнер В.Д. Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI. М.: Недра, 1970. С. 60–108.
- Дибнер В.Д., Седова М.А. Материалы по геологии и биостратиграфии верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Земли Франца-Иосифа // Сборник статей по геологии Арктики. Труды НИИГА. 1959. Т. 65. С. 16–36.
- Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З. Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды НИИГА. 1962. Т. 121. С. 44–74.
- Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худолей А.К., Фалейда Я.И., Гайна К., Белякова Р.В. Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 2. С. 21–31.
<https://doi.org/10.7868/S0016853X17020035>
- Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
- Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994. 192 с.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Гостеолтехиздат, 1961. 318 с.
- Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Костева Н.Н. Новые данные по геологическому строению, полезным ископаемым и геоэкологии архипелага Земля Франца-Иосифа // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С. 23–27.
- Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э. Палеомагнетизм архипелага Земля Франца-Иосифа: приложение к мезозойской тектонике Баренцево-морской континентальной окраины // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 410–439.
<https://doi.org/10.15372/GiG2021175>

- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
- Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Лебедева Н.К., Басов В.А., Горячева А.А., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А. Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирские острова (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море). Фациальное районирование и литостратиграфия // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1867–1885.
- Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
- Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700–725.
<https://doi.org/10.31857/S0016-7525647700-725>
- Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.
- Столбов Н.М., Суворова Е.Б. О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. М.: ГЕОС, 2010. Вып. 10. С. 276–280.
- Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
- Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.
- Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.
- Amundsen H., Evdokimov A., Dibner V., Andresen A. Petrogenic significance and evolution of Mesozoic magmatism, Franz Josef Land, northeastern Barents Sea // Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse. Eds. Solheim A., Musatov E., Heintz N. Norsk Polarinstitutt Meddelelser. 1998. V. 151. P. 105–120.
- Batten D.J., Brown P.E., Dawes P.R., Higgins A.K., Koch B.E., Parsons I., Soper N. J. Peralkaline volcanicity of the Eurasian Basin margin // Nature. 1981. V. 294. P. 150–152.
- Bjærke T. Mesozoic palynology of Svalbard IV. Toarcian dinoflagellates from Spitsbergen // Palynology. 1980. V. 4. P. 57–77.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1980.9989202>
- Bondre N.R., Duraiswami R.A., Dole G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India // Bull. Volcanol. 2004. V. 66. P. 29–45.
<https://doi.org/10.1007/s00445-003-0294-x>
- Buchan K.L., Ernst R.E. Giant dyke swarms and the reconstruction of the Canadian Arctic islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land // Dyke Swarms: Time Markers of Crustal Evolution. Eds. Hanski E., Mertanen S., Rämö T., Vuollo J. Amsterdam: Taylor & Francis/Balkema, 2006. P. 27–48.
<https://doi.org/10.1201/noe0415398992.ch2>
- Campsie J., Rasmussen M.H., Hansen N., Liebe C.J., Laursen J., Brochwicz-Levinski W., Johnson L. K–Ar ages of Basaltic rocks collected during a traverse of the Frans Josef Land Archipelago (1895–1896) // Polar Res. 1988. № 6. P. 173–177.
<https://doi.org/10.3402/polar.v6i2.6858>
- Charnock M.A., Kristiansen I.L., Ryseth A., Fenton J.P.G. Sequence stratigraphy of the Lower Jurassic Dunlin Group, northern North Sea // Sedimentary Environments of the Norwegian Continental Shelf: Palaeozoic to Recent. Eds. Martinsen O.J., Dreyer T. Norwegian Petroleum Society (NPF). Spec. Publ. 2001. V. 10. P. 145–174.
[https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(01\)80012-6](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(01)80012-6)
- Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J. I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. V. 150. № 6. P. 1127–1135.
<https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>
- Davies E.H. The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic–Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Can. 1983. V. 359. P. 1–59.
<https://doi.org/10.4095/119736>
- Davies E.H. The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal // Palynology. 1985. V. 9. P. 105–132.
<https://doi.org/10.1080/01916122.1985.9989291>
- Degraff J. M., Aydin A. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 99. № 5. 605–617.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<605:smocja>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<605:smocja>2.0.co;2)
- Dibner V.D. (Ed.) Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinst. Meddelelser. Oslo. 1998. Nr. 146. 190 p.
- Embry A.F. Mesozoic history of the Arctic Islands // Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland. Ed. Trettin H.P. Geol. Surv. Can. Geol. Can. 1991. № 3. P. 369–433.
<https://doi.org/10.1130/dnag-gna-e.369>
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
<https://doi.org/10.1017/cbo9781139025300>
- Estrada S., Henjes-Kunst F. ⁴⁰Ar–³⁹Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // Z. Dt. Ges. Geowiss. 2013. V. 164. № 1. P. 107–130.
<https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0005>
- Estrada S., Damaske D., Henjes-Kunst F., Schreckenberger B., Oakey G.N., Piepjohn K., Eckelmann K., Linnemann U. Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal

region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge — evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // *Norw. J. Geol.* 2016. V. 96. № 2. P. 65–95.

<https://doi.org/10.17850/njg96-2-03>

Fauconnier D. Kystes de dinoflagellés des domaines Nord-Ouest Européen et Sud-Téthysien // *Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen*. Eds. Carion E., Hantzpergue P. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine Mem. 1997. V. 17. P. 225–241.

Feist-Burkhardt S. Stratigraphic compilation of Below's data (1987A, 1987B and 1990) on Early and Middle Jurassic dinoflagellate cysts // *Rev. Paléobiologie*. 1994. V. 13. P. 313–318.

Forbes A.E.S., Blake S., Tuffen H. Entablature: fracture types and mechanisms // *Bull. Volcanol.* 2014. V. 76. № 5. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0820-z>

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.-C., Vailo P.R. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Eds. Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ. 1998. V. 60. P. 3–13. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>

Herngreen G.F.W., Kouwe W.F.P., Wong Th.E. The Jurassic of the Netherlands // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 217–229. <https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4652>

Hetényi G., Milazzo M. P. Columnar joints // *Encyclopedia of Planetary Landforms*. New York: Springer, 2014. P. 328–333. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_57-1

Holmes A. The basaltic rocks of the Arctic region // *Mineral. Mag. and J. Mineral. Soc.* 1918. V. 18. № 85. P. 180–223. <https://doi.org/10.1180/minmag.1918.018.85.03>

Jackson H.R., Chian D. The Alpha-Mendeleev ridge a large igneous province with continental affinities // *GFF*. 2019. P. 1–14. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1655789>

Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebecco M., Schenke H.-W., Zarayskaya Y., Accettella D., Armstrong A., Anderson R.M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., Gardner J.V., Hall J.K., Hell B., Hestvik O., Kristoffersen Y., Marcussen C., Mohammad R., Mosher D., Nghiem S.V., Pedrosa M.T., Travaglini P.G., Weatherall P. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0. // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39 (L12609). P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>

Jerram D.A., Svensen H.H., Planke S., Polozov A.G., Torsvik T.H. The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps: explosive volcanism versus effusive lava flows // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. Pt. 1. P. 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.022>

Karyakin Yu.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V., Shipilov E.V., Kovyazin S.V. Mantle plume episodes of the Archipelago Franz-Joseph Land // *Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the International Symposium*. Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 144–147.

Karyakin Yu.V., Sklyarov E.V., Travin A.V. Plume Magmatism at Franz Josef Land // *Petrology*. 2021. V. 29. № 5. P. 528–560.

<https://doi.org/10.1134/S0869591121050027>

Koettlitz R. Observation on the geology of Franz Josef Land // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1898. V. 54. P. 620–645. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1898.054.01-04.44>

Koppelhus E.B., Dam G. Palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Rævekløft, Gule Horn and Ostreavly formations (Lower–Middle Jurassic), Neill Klint Group, Jameson Land, East Greenland // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 723–775. <https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4688>

Long P.E., Wood B.J. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1986. V. 97. № 9. P. 1144–1155. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1144:sta-cho>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1144:sta-cho>2.0.co;2)

Lyle P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows // *J. Geol. Soc.* 2000. V. 157. № 4. P. 715–722. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.4.715>

Maher Jr., H.D. Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard // *J. Geol.* 2001. V. 109. № 1. P. 91–104. <https://doi.org/10.1086/317960>

Minakov A., Yarushina V., Faleide J.I., Krupnova N., Sakoulina T., Dergunov N., Glebovsky V. Dyke emplacement and crustal structure within a continental large igneous province, northern Barents Sea // *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. Eds. Pease V., Coakley B. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 460. P. 371–395. <https://doi.org/10.1144/SP460.4>

Naber T.V., Grasby S.E., Cuthbertson J.P., Rayner N., Tegner C. New constraints on the age, geochemistry, and environmental impact of High Arctic Large Igneous Province magmatism: tracing the extension of the Alpha Ridge onto Ellesmere Island, Canada // *GSA Bull.* 2021. V. 133. № 7–8. P. 1695–1711. <https://doi.org/10.1130/B35792.1>

Najafi S., Cox K.G., Sukeshwala R.N. Geology and geochemistry of the basalt flows (Deccan Traps) of the Mahad-Mahabaleshwar Section, India // *Geol. Soc. India*. 1981. V. 3. P. 300–315.

Nejbert K., Krajewski K.P., Dubińska E., Pécskay Z. Dolerites of Svalbard, north-west Barents Sea Shelf: age, tectonic setting and significance for geotectonic interpretation of the High-Arctic Large Igneous Province // *Polar Res.* 2011. V. 30. № 1. <https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.7306>

Newton E., Teall J. Notes on a collection of rocks and fossils from Franz Josef Land // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1897. V. 53. P. 477–519. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1897.053.01-04.38>

Ntaflou T., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the Continental Flood Basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // *Eur. J. Mineral.* 2003. V. 15. P. 649–663. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0649>

Oakey G.N., Saltus R.W. Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: characterization of the High Arctic Large Igneous Province // *Tectonophysics*. 2016.

- V. 691. P. 65–84.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
- Partington M.A., Copestake P., Mitchener B.C., Underhill J.R.* Biostratigraphic calibration of genetic stratigraphic sequences in the Jurassic-lowermost Cretaceous (Hettangian to Ryazanian) of the North Sea and adjacent areas // *Geol. Soc. London. Petrol. Geol. Conf. Ser.* 1993. V. 4. P. 371–386.
<https://doi.org/10.1144/0040371>
- Phillips J.C., Humphreys M.C.S., Daniels K.A., Brown R.J., Witham F.* The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa, Scotland // *Bull. Volcanol.* 2013. V. 75. № 6.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0715-4>
- Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., Ganerød M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Henrik S., Svensen H.S., Myklebust R.* The Early Cretaceous Barents Sea sill complex: distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. P. 83–95.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
- Poulsen N.E.* Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Danish Subbasin in relation to sequences in England and Poland: a preliminary review // *Rev. Palaeobotany Palynol.* 1992. V. 75. P. 33–52.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(92\)90148-A](https://doi.org/10.1016/0034-6667(92)90148-A)
- Poulsen N.E.* Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1996. № 31. P. 1–227.
- Poulsen N.E., Riding J.B.* The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe // *Geol. Surv. Den. Green. Bull.* 2003. № 1. P. 115–144.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4650>
- Reidel S.P., Camp V.E., Tolan T.L., Martin B.S.* The Columbia River flood basalt province: stratigraphy, areal extent, volume, and physical volcanology // *The Columbia River Flood Basalt Province*. Eds. Reidel S.P., Camp V.E., Ross M.E., Wolff J.A., Martin B.S., Tolan T.L., Wells R.E. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2013. V. 497. P. 1–43.
[https://doi.org/10.1130/2013.2497\(01\)](https://doi.org/10.1130/2013.2497(01))
- Riding J.B.* A palynological investigation of Toarcian to early Aalenian strata from the Blea Wyke area, Ravenscar, North Yorkshire // *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 1984. V. 45. P. 109–122.
<https://doi.org/10.1144/pygs.45.1-2.109>
- Riding J.B., Thomas J.E.* Dinoflagellate cysts of the Jurassic System // *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Ed. Powell A.J. *Brit. Micropalaeontol. Soc. Publ. Ser.* 1992. P. 7–97.
https://doi.org/10.1007/978-94-011-2386-0_2
- Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I.* Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1999. № 36. P. 1–179.
- Saemundsson K.* Interglacial lava flows in the lowlands of Southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing // *Jökull.* 1970. V. 20. P. 62–77.
- Senger K., Tveranger J., Ogata K., Braathén A., Planke S.* Late Mesozoic magmatism in Svalbard: a review // *Earth Sci. Rev.* 2014. V. 139. P. 123–144.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.002>
- Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A.* Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Russ. J. Earth Sci.* 2004. V. 6. № 3. P. 1–31.
<https://doi.org/10.2205/2004es000150>
- Smellie J.* Basaltic subglacial sheet-like sequences: evidence for two types with different implications for the inferred thickness of associated ice // *Earth Sci. Rev.* 2008. V. 88. P. 60–88.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.004>
- Smelror M.* Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land, Svalbard // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1988. V. 56. P. 275–304.
[https://doi.org/10.1016/0034-6667\(88\)90061-9](https://doi.org/10.1016/0034-6667(88)90061-9)
- Smelror M., Below R.* Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region // *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Eds. Vorren T., Bergsager E., Dahl-Stammes Ø.A., Holter E., Johansen B., Lie E., Lund T.B. *Norwegian Petrol. Soc. Spec. Publ.* 1992. V. 2. P. 495–513.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-444-88943-0.50035-6>
- Smelror M., Larssen G.B., Olausen S., Rømsdahl A., Williams R.* Late Triassic to Early Cretaceous palynostratigraphy of Kong Karls Land, Svalbard, Arctic Norway, with correlations to Franz Josef Land, Arctic Russia // *Norw. J. Geol.* 2018. V. 98. № 4. P. 1–31.
<https://doi.org/10.17850/njg004>
- Smith D.G., Harland W.B., Hughes N.F., Pickton C.A.G.* The geology of Kong Karls Land, Svalbard // *Geol. Mag.* 1976. V. 113. № 3. P. 193–304.
<https://doi.org/10.1017/s001675680004320x>
- Spry A.* The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows // *J. Geol. Soc. Australia.* 1962. V. 8. № 2. P. 191–216.
<https://doi.org/10.1080/14400956208527873>
- Suan G., Nikitenko B.L., Rogov M.A., Baudin F., Spangenberg J.E., Knyazev V.G., Glinkikh L.A., Goryacheva A.A., Adatte T., Riding J.B., Föllmi K.B., Pittet B., Mattioli E., Lécuyer C.* Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 102–113.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.050>
- Swanson D.A.* Yakima basalt of the Tieton River area, south central Washington // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1967. V. 78. P. 1077–1110.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[1077:ybot-tr\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[1077:ybot-tr]2.0.co;2)
- Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S.B., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F.* Magmatism and Eureka deformation in the High Arctic Large Igneous Province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 303. P. 203–214.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047>
- Thórarinnsson S.B., Söderlund U., Døssing A., Holm P.M., Ernst R.E., Tegner C.* Rift magmatism on the Eurasia basin margin: U–Pb baddeleyite ages of alkaline dyke swarms in North Greenland // *J. Geol. Soc.* 2015. V. 172. № 6. P. 721–726.
<https://doi.org/10.1144/jgs2015-049>
- Tomkeiff S.I.* The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland // *Bull. Volcanol.* 1940. V. 6. № 1.

P. 89–143.

<https://doi.org/10.1007/bf02994875>

Van de Schootbrugge B., Houben A.J.P., Ercan F.E.Z., Verreussel R., Kerstholt S., Janssen N.M.M., Nikitenko B., Suan G. Enhanced Arctic-Tethys connectivity ended the Toarcian Oceanic Anoxic Event in NW Europe // *Geol. Mag.* 2020. V. 157. P. 1593–1611.

<https://doi.org/10.1017/S0016756819001262>

Vye-Brown C., Self S., Barry T.L. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA // *Bull. Volcanol.*

2013. V. 75. № 3.

<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0697-2>

Waters A.C. Determining directions of flow in basalts // *Am. J. Sci.* 1960. V. 258-A. P. 350–366.

Woollam R., Riding J.B. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic // *Inst. Geol. Sci. Rep.* 1983. V. 83. № 2. 44 p.

Рецензенты А.М. Никушин,

М.А. Рогов, А.Г. Федяевский, О.В. Шурекова

Early Jurassic Flood Basalt Volcanism on the Franz Josef Land Archipelago: Geological and Palynostratigraphical Data

Yu. V. Karyakin^{a, #} and G. N. Aleksandrova^{a, ##}

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: yukar61@mail.ru*

^{##}*e-mail: dinoflag@mail.ru*

Biostratigraphic evidence of the presence of Early Jurassic flood basalts on the Franz Josef Land archipelago is presented. The flood basalts form layered section with two units, which is not discovered for Early Cretaceous basalts. The lower unit is composed by large-columnar basalts (colonnade), and the upper unit by small-columnar (entablature) chaotic-fan basalts. On the Hooker Island, the basalt flow is exposed on the Sedov Plateau, on the Lunacharsky Rock Cape and, possibly, on Al'banov Cape. On the southern slope of the Sedov Plateau, the basalt flow overlaps sands and sandstones, which contain palynofauna of the lower Toarcian. In the Lunacharsky Rock Cape outcrop, the underlying basalt sands are of the Pliensbachian to Early Toarcian chronostratigraphic interval. Apart from the Hooker Island, we observed basalts with the "colonnade/entablature" on three other islands: Scott Keltie, May and Leigh-Smith. The most complete section was found in the western part of the Leigh-Smith Island, where basalts are underlain and overlapped by sand units. The underlying sands in contact with basalts have a quenching zone. There is no quenching zone at the contact with the overlapping sands. A palynocomplex from the lower sand unit is early Toarcian in age. The palynocomplex found in the upper sand unit indicates its accumulation in the interval from the lower part of the late Toarcian to the early Aalenian. A palynological study of the underlying and overlying deposits of the basalt flow has shown that the flow is underlain by continental and coastal-marine sediments of the Pliensbachian to the upper part of the early Toarcian age interval. Basalt flow is overlain by the earliest late Toarcian—early Aalenian marine sediments. According to the modern chronostratigraphic scale, the age of the basalt flow can be estimated as approximately 180 million years, which is quite consistent with the earlier obtained ⁴⁰Ar/³⁹Ar data of 189.1 ± 11.4 million years. These data indicate that the basalt flow was formed during a narrow stratigraphic interval of the uppermost lower—earliest upper Toarcian.

Keywords: Russian Arctic, Jurassic, Toarcian, basalt volcanism, colonnade, entablature, palynocomplex

УДК 575.321:564.1

ТАКСОНОМИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТОАРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ РОДА *MELEAGRINELLA* WHITFIELD, 1885

© 2023 г. О. А. Лутиков¹, *, Г. Арп², **

¹Геологический институт, Российская академия наук, Москва, Россия

²Геонаучный центр Гёттингенского университета им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия

*e-mail: niipss@mail.ru

**e-mail: garp@gwdg.de

Поступила в редакцию 24.04.2022 г.

После доработки 12.06.2022 г.

Принята к публикации 21.06.2022 г.

Исследована морфология лигаментного блока и наружных частей раковины тоарских двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinnella* (семейство *Oxytomidae* Ichikawa, 1958). На основе выводов по эволюции онтогенезов лигаментной ямки, сделанных в результате изучения обширного материала из Восточной Сибири и Германии, и с учетом данных по микроскульптуре остракума реконструирован филогенез *Meleagrinnella* и *Arctotis* в тоаре. Осуществлена ревизия вида “*Monotis*” *substriata* (Münster, 1831), широко распространенного в тоарских отложениях Европы, Азии и Северной Америки. Путем сравнения выборок с разных стратиграфических уровней нижнего тоара Восточной Сибири, Северо-Востока России и Германии обосновано выделение трех видов: *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* sp. nov., *M. (Clathrolima) substriata* (Münster) и *M. (Meleagrinnella) prima* sp. nov. Приведены изображения аммонита *Tiltoniceras* sp. ind., верхнеплинсбах-тоарских двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinnella* и верхнетоарских двустворчатых моллюсков рода *Arctotis*. Впервые изображена микроскульптура остракума тоарских представителей родов *Arctotis* и *Meleagrinnella*. В верхнем плинсбахе—нижнем тоаре установлена последовательность таксонов окситомид и на основании бореальной аммонитовой шкалы дана оценка их биостратиграфического значения. Последовательность представлена четырьмя видами: (1) *Meleagrinnella (Praemeleagrinnella) deleta* (верхний плинсбах), (2) *M. (Praemeleagrinnella) ? golberti* (зоны *Tiltoniceras antiquum*, *Harpoceras falcifer*), (3) *M. (Clathrolima) substriata* (зона *Dactylioceras commune*), (4) *M. (Meleagrinnella) prima* (зоны *Zugodactylites braunianus*, *Pseudolioceras compactile*).

Ключевые слова: нижняя юра, тоар, двустворчатые моллюски, Восточная Сибирь, Северо-Восток России, Германия

DOI: 10.31857/S0869592X23010040, **EDN:** JOAZPS

ВВЕДЕНИЕ

Двустворчатые моллюски рода *Meleagrinnella* Whitfield, 1885 (семейство *Oxytomidae* Ichikawa, 1958) являются одной из наиболее важных групп фауны для биостратиграфии бореального тоара. В тоаре эта группа окситомид характеризуется маленькими размерами, тонкой ребристой радиальной скульптурой и относится большинством современных специалистов к виду *Meleagrinnella substriata* (Münster). Вид “*Monotis*” *substriata* впервые был описан Г. Мюнстером из нижней юры Германии (Münster, 1831). Рисунки нескольких экземпляров этого таксона были приведены в монографии Г.А. Гольдфусса (Goldfuss, 1835, р. 138, tab. XX, figs. 7a–7f). При описании вида утверждалось, что образцы происходят из разных ме-

стонахождений (Münster, 1831, р. 407; Goldfuss, 1835, р. 138). Их находки указывались из таких мест, как Банц, Вайс-Майн, Кульмбах, Хайлигенштадт, Мистельгау, Эшенау, Амберг, Альтдорф, Берг, Эллинген, где вскрывается нижнетоарская формация “*Posidonienschiefer*”, а образцы из местности Вассеральфинген происходят из верхнеааленской формации “*Eisensandstein*”. Согласно представлениям Ф.А. Квенштедта, вид “*Monotis*” *substriata* в Германии приурочен к уровню распространения *Ammonites* (= *Dactylioceras*) *anguinus* (Reinecke) и встречается стратиграфически ниже уровня с *Ammonites* (= *Catacoeloceras*) *crassus* (Young et Bird) (Quenstedt, 1858). Позднее этот таксон указывался во всех трех аммонитовых зонах нижнего тоара Германии — *Dactylioceras tenuicostatum* (Hoffmann, Martin, 1960), *Harpoceras*

falcifer и *Hildoceras bifrons* (Urlichs, 1971). Широко распространенных в нижнем тоаре России и Германии “монотисов” с середины XX в. сначала относили к *Pseudomonotis substriata* (Атлас..., 1947; Бодылевский, Шульгина, 1958), затем к *Pseudomonotis* (*Meleagrinnella*) *substriata* (Hoffmann, Martin, 1960) либо к *Meleagrinnella substriata* (Полевой..., 1968; Urlichs, 1971; Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991).

В России *Pseudomonotis* cf. *substriata* впервые были определены В.И. Бодылевским по сборам С.В. Обручева (колымская экспедиция 1929–1930 гг.) из тоарских отложений по р. Мунугуджак (приток р. Омогон) (Атлас..., 1947). Позднее эти отложения датировались как позднетоарские (А.А. Дагис, А.С. Дагис, 1965; Дагис, 1968). Из этого же разреза И.В. Полуботко описала вид *Meleagrinnella substriata* (Полевой..., 1968). Мелеагринелловидные формы со слабовыраженной радиальной скульптурой из средней и верхней частей тоарского яруса (разрезы рр. Токур-Юрях, Левый Кедон, Вилига) И.В. Полуботко отнесла к виду *M. faminaestriata* Polubotko (Полевой..., 1968). Согласно современным представлениям, к *M. ex gr. substriata* и *M. substriata* относятся мелеагринеллы из зон *Tiloniceras antiquum* и *Harpoceras falcifer* на Северо-Востоке России, а “мелеагринеллы” из зон *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites braunianus* и *Pseudolioceras rosenkrantzi* рассматриваются в составе *Meleagrinnella faminaestriata* (Репин, Полуботко, 2004; Решения..., 2009).

В Западной Сибири вид *Pseudomonotis substriata* впервые был определен В.И. Бодылевским из керна скважины 3-р Усть-Енисейского района (Бодылевский, Шульгина, 1958). Виды *M. cf. substriata* и *M. substriata* приводились Б.Н. Шурыгиным из керна еще двух скважин — Стахановской-390 (междуречье Пур—Обь) и Верхне-Толькинской-5 (междуречье Пур—Енисей) (Шурыгин и др., 2000). В нижней части тоара Западной Сибири выделены слои с *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, в характерном комплексе которых указана *Meleagrinnella* sp., а в средней части тоара выделены слои с *M. faminaestriata* (Решение..., 2004).

В Восточной Сибири вид *M. cf. substriata* указывался в подошве тоарских отложений Анабарской губы (Стратиграфия..., 1976). Эта пачка в дальнейшем была включена в верхи плинсбаха (Шурыгин и др., 2000). В разрезе р. Келимьяр вид *M. substriata* отмечался в зоне *Harpoceras falcifer* (Князев и др., 1984). В разрезах рр. Марха, Тюнг и Анабарской губы из зон *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites braunianus* приводился вид *M. faminaestriata* (Князев и др., 1991, 2003). На Дальнем Востоке вид *M. ex gr. substriata* указывался из зоны *Zugodactylites braunianus* (Решения..., 1994).

При проведении ревизии юрских окситомид (Лутиков, Шурыгин, 2010) виды *Avicula substriata*

(Zieten, 1830) из синемюра Германии и *Monotis substriata* (Münster, 1831) из тоара Германии предположительно рассматривались в составе единой геттанг-раннетоарской группы мелеагринелл — *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) Lutikov et Schurygin. Поскольку название “*substriata*” было преокупировано синемюрским таксоном, все раннетоарские экземпляры предварительно были отнесены к *Praemeleagrinnella* aff. *substriata* (Zieten). Восточносибирские окситомиды из зоны *Zugodactylites monestieri* на основании строения лигаментного и биссусного блоков были отнесены к виду *Arctotis* (*Praearctotis*) *milovae*, выделенного Т.М. Окуновой (2002) на материале из верхнетоарских отложений Восточного Забайкалья. При переизучении типовой коллекции *Meleagrinnella faminaestriata*, хранящейся в отделе стратиграфии и палеонтологии ВСЕГЕИ, и собственного материала О.А. Лутикова, происходящего из типовой местности (Северо-Восток России, бассейн р. Левый Кедон), был сделан вывод, что данный вид не относится к роду *Meleagrinnella* (Лутиков, Шурыгин, 2010). По расположению лигаментных площадок в плоскости смыкания створок вид “*Meleagrinnella*” *faminaestriata* более близок к роду *Praebuchia* Zakharov, 1981.

В последнее десятилетие сделаны новые находки *M. substriata* из тоара Западной Европы, как в типовой местности — в Баварии, Германия (Teichert, Nützel, 2015; Arp, Gropengiesser, 2016), так и в других районах Европы — в Йоркшире, Англия (Caswell et al., 2009; Morris et al., 2019) и Венгрии (Szente, 2015). Мофологически близкие мелеагринеллы распространены в нижнем тоаре Западной Канады (Martindale, Aberhan, 2017).

Таким образом, согласно существовавшим в XX в. взглядам, мелеагринеллы из зон *Tiloniceras antiquum*, *Harpoceras falcifer* и низов верхнего тоара на Северо-Востоке России относились к виду *M. substriata*. Мелеагринеллы из зон *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites braunianus* и *Pseudolioceras rosenkrantzi* рассматривались в составе вида *M. faminaestriata*. В Германии к виду *M. substriata* относили все мелеагринеллы из зон *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harpoceras falcifer* и *Hildoceras bifrons*.

МАТЕРИАЛ

Основным материалом для исследований послужили коллекции О.А. Лутикова, собранные в период с 1980 по 1987 гг. в естественных выходах тоарских отложений на Омогонском массиве (бассейн р. Левый Кедон), в Приверхоанском прогибе (р. Моторчуна), Вилийской синеклизе (рр. Марха, Вилий), Лено-Анабарском прогибе (р. Келимьяр), Енисей-Хатангском прогибе (Анабарская губа, р. Анабар, Восточный Таймыр) (рис. 1), и коллекции Г. Арпа, собранные в пери-

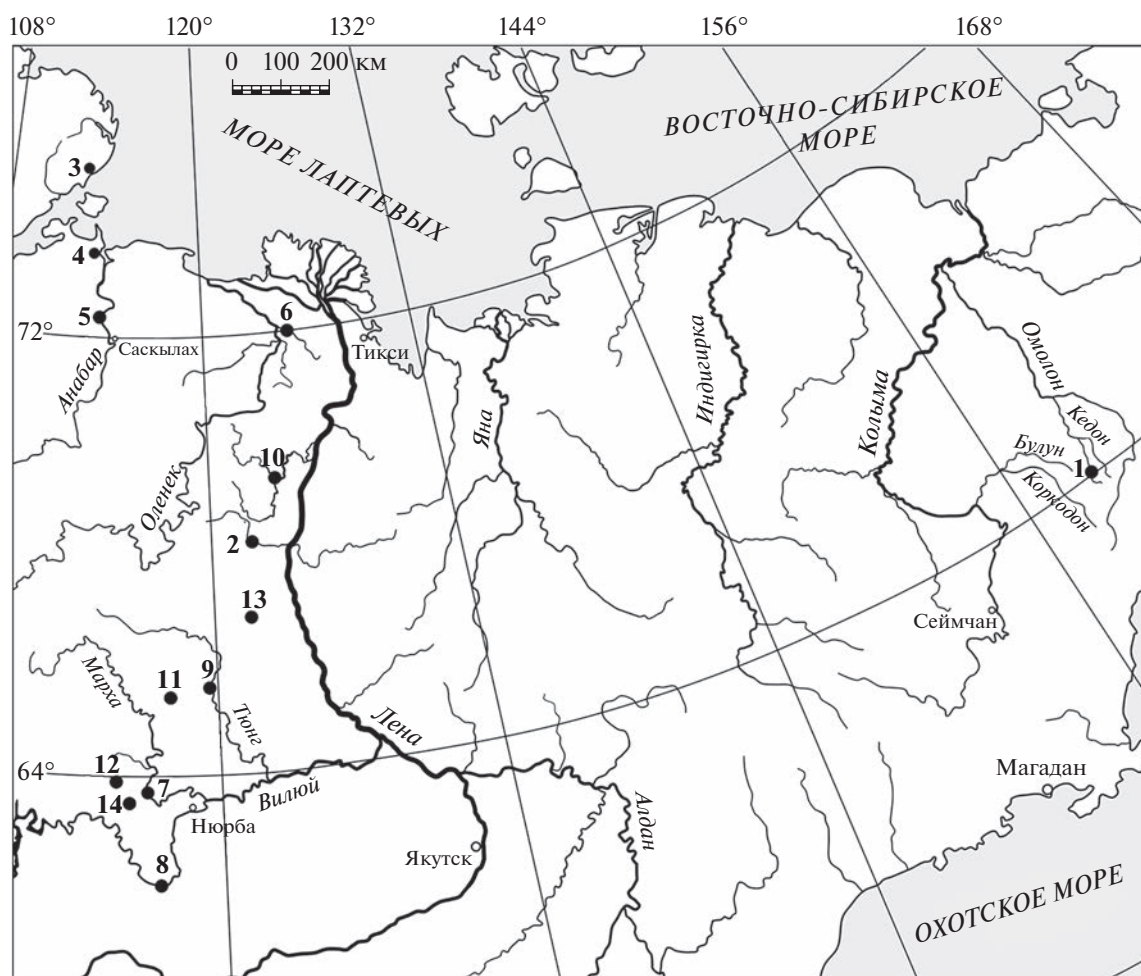


Рис. 1. Обзорная карта изученных разрезов тоара Восточной Сибири и Северо-Востока России.

1 – Северо-Восток России: бассейн р. Левый Кедон (рр. Сатурн, Старт, Бродная, Астрономическая); 2–10 – Восточная Сибирь: 2 – р. Моторчуна, 3 – мыс Цветкова (Восточный Таймыр), 4 – Анабарская губа, 5 – р. Анабар, 6 – р. Келимйар, 7 – р. Марха, 8 – р. Вилюй, 9 – р. Тунг, 10 – рр. Сюнгюдэ, Молодо; 11–14 – участки бурения: 11 – Тенкеляхский (междуречье Тюян–Марха), 12 – Правобережный (междуречье Марха–Вилюй), 13 – Серки-Линденский (междуречье Тунг–Лена), 14 – Оттурский (междуречье Марха–Вилюй).

од с 2010 по 2014 гг. в местностях Дёрльбах (Канал Людвига) и Берг (Южная Германия) (рис. 2).

Дополнительно были изучены большие коллекции, любезно предоставленные коллегами: В.Г. Князевым (р. Тунг), Б.Н. Шурыгиным (Анабарская губа), И.В. Будниковым, В.П. Девятовым и И.С. Павлухиным (Тенкеляхский, Правобережный, Серки-Линденский, Оттурский участки разведочного бурения), С. Сеппельтом (S. Seppelt) (временный строительный карьер в местности Аденштедт, Северная Германия).

Были изучены синтипы вида *Monotis substriata* из коллекций Г. Мюнстера, происходящие из местностей Банц и Альгдорф, хранящиеся в музее Г. Гольдфусса (Goldfuss-Museum) (Бонн, Германия). Образцы изучались по фотографиям, любезно предоставленным коллегами из Института наук о Земле и палеонтологии (Institute for Geo-

sciences, Palaeontology) (Бонн, Германия) – доктором Г. Хойманном (G. Neumann) и фотографом Г. Олешинским (G. Oleschinski). Также по фотографиям были изучены синтипы типовой серии вида *Monotis substriata* из коллекции Г. Мюнстера, происходящие из местности Мистельгау, хранящиеся в Баварском государственном хранилище палеонтологических и геологических коллекций (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie) (Мюнхен, Германия). Фотографии любезно предоставил доктор В. Вернер (W. Werner). Часть изученной коллекции хранится в Государственном геологическом музее (ГГМ) им. В.И. Вернадского (Москва).

В коллекциях двустворчатых моллюсков, относящихся к роду *Meleagrinella*, собранных в нижнем тоаре, насчитывается около 200 экземпляров из четырех разрезов Северо-Востока России, около



Рис. 2. Карта расположения местонахождений разрезов тоара Германии, из которых происходят изученные коллекции. 1–5 – Южная Германия: 1 – Банц, 2 – Мистельгау, 3 – Альтдорф, 4 – Дёрльбах, 5 – Берг; 6, 7 – Северная Германия: 6 – Аденштедт, 7 – Веллерсен.

800 экземпляров из тринадцати разрезов Восточной Сибири, около 20 экземпляров из шести разрезов Германии.

МЕТОДЫ

Методы систематики. В своих исследованиях авторы руководствовались основными принципами, привлекаемыми для филогенетических реконструкций: хронологическим, хорологическим, онтогенетическим, гомологическим и основного звена (Руженцев, 1960). Для установления хронологии эволюционных преобразований в пределах изучаемой группы использовалась аммонитовая

шкала, разработанная для Северо-Западной Европы (Howarth, 1992; Page, 2003), а также бореальный аммонитовый стандарт (Князев и др., 2003). Выборки из локальных популяций привязывались к уровням с аммонитами. Онтогенез изучался по сопоставлению очертаний элементов лигаментного блока у раковин на разных стадиях их индивидуального развития и по линиям роста элементов замочных структур на отдельных раковинах взрослых особей. Выявление изменений в строении лигаментного и биссусного блоков внутри группы проводилось путем сравнительного анализа положения гомологичных частей раковин в выборках из ископаемых популяций. Для распре-

деления таксонов по группам за основное звено развития были приняты изменения относительного положения краев лигаментной ямки, определяющих ее форму.

На основании рабочих гипотез, базирующихся на визуальной оценке изменений гомологичных частей в лигаментном блоке во времени — морфогенетических трендов, была проведена классификация надвидовых таксонов. Выводы по эволюции надвидовых групп внутри семейства основывались на трансформациях лигаментного блока в ископаемых популяциях, отделенных друг от друга стратиграфическими интервалами.

Методы таксономии. При выборе методов таксономии авторы следовали эволюционному подходу Дж. Г. Симпсона (Симпсон, 2006) и Э. Майра (Майр, 1971), согласно которому систематика строилась на основе объединения в группы по взвешенным признакам без привлечения филогенетических гипотез и затем интерпретировалась на основе эволюционного подхода. Морфология таксонов изучалась в три этапа:

1) проводилось всестороннее исследование фоссилий по всем возможным морфологическим признакам;

2) проводилось апостериорное взвешивание признаков, основанное на опыте оценки количества филогенетически значимой информации, содержащейся в выбранном признаке, и выбирались таксономически значимые признаки;

3) на основе выбранных признаков и изучения морфогенеза изученные экземпляры объединялись в видовые и надвидовые таксоны; выводы о родстве делались на основании морфологического сходства гомологичных элементов.

Морфология раковин. В литературе, посвященной двустворчатым моллюскам семейства Oxytomidae (Борисяк, 1909, 1914; Кошелкина, 1963; Treatise..., 1969; Невеская и др., 2013), некоторые морфологические элементы не определены достаточно точно. С целью обозначения границ морфологических элементов применялось зонирование створок с помощью геометрических фигур. Фотографию створки, сделанную из положения сверху, вырезали по контуру створки в программе Photoshop и затем переносили в программу Corel DRAW. С помощью инструментов программы Corel DRAW внешний контур створки вписывали в большой прямоугольник I. Горизонтальные стороны прямоугольника I ориентировали параллельно линии замочного края. Вертикальные стороны наружного прямоугольника I проводили касательно к выступающим краям раковины. Фотографию створки, сделанную со стороны переднего края створки, вписывали в малый прямоугольник II. Двумерную проекцию раковины разделяли на участки с помощью внутреннего прямоугольника III. Верхнюю горизонтальную

сторону прямоугольника III ориентировали параллельно замочному краю. Одну вертикальную сторону прямоугольника III проводили перпендикулярно замочному краю по касательной к переднему концу раковины, вторую вертикальную сторону проводили перпендикулярно замочному краю по касательной к вырезу заднего края до пересечения с контуром створки. Нижнюю горизонтальную сторону прямоугольника III проводили от точки пересечения с контуром створки и ориентировали параллельно замочному краю (рис. 3). Этот подход позволил определить относительные границы частей створки, сформулировать термины для обозначения признаков и провести количественную оценку признаков и их состояний, используемых при описании таксонов.

Наружные признаки. Точки пересечения внутреннего прямоугольника III с контуром раковины условно приняты за точки границ между краями створки (рис. 3):

задний край створки (ЗКС) — участок контура раковины от окончания заднего ушка до точки пересечения с прямоугольником III (между точками 2—3);

нижний (брюшной) край створки (НКС) — участок контура раковины между двумя точками пересечения внутреннего прямоугольника III с внешним краем (между точками 3—4);

передний край створки (ПКС) — участок контура раковины между двумя точками пересечения большого внутреннего прямоугольника с внешним краем (между точками 4—1);

верхний (спинной) край створки (ВКС) — участок контура раковины между двумя точками пересечения большого внутреннего прямоугольника с внешним краем (между точками 1—2).

Наиболее выступающие точки переднего, заднего, брюшного и спинного краев створки обозначены как передний конец створки (ПК), задний конец створки (ЗК), нижний конец створки (НК) и верхний конец створки (ВК).

Другие признаки обозначены следующим образом:

замочный край (ЗМК) — прямая линия, параллельная верхнему краю заднего ушка;

умбо (У) — клювообразный конец левой створки, в апикальной точке которого находится первичная раковина велигера — продиссоконх (П);

центральная ось створки (ЦО) — прямая линия, проходящая через умбо (У) и нижний край створки (НКС), перпендикулярно к замочному краю;

макушка (М) — часть раковины, выступающая над замочным краем; макушка имеет вершину, совпадающую с верхним концом створки (ВК), и основание макушки (ОМ);

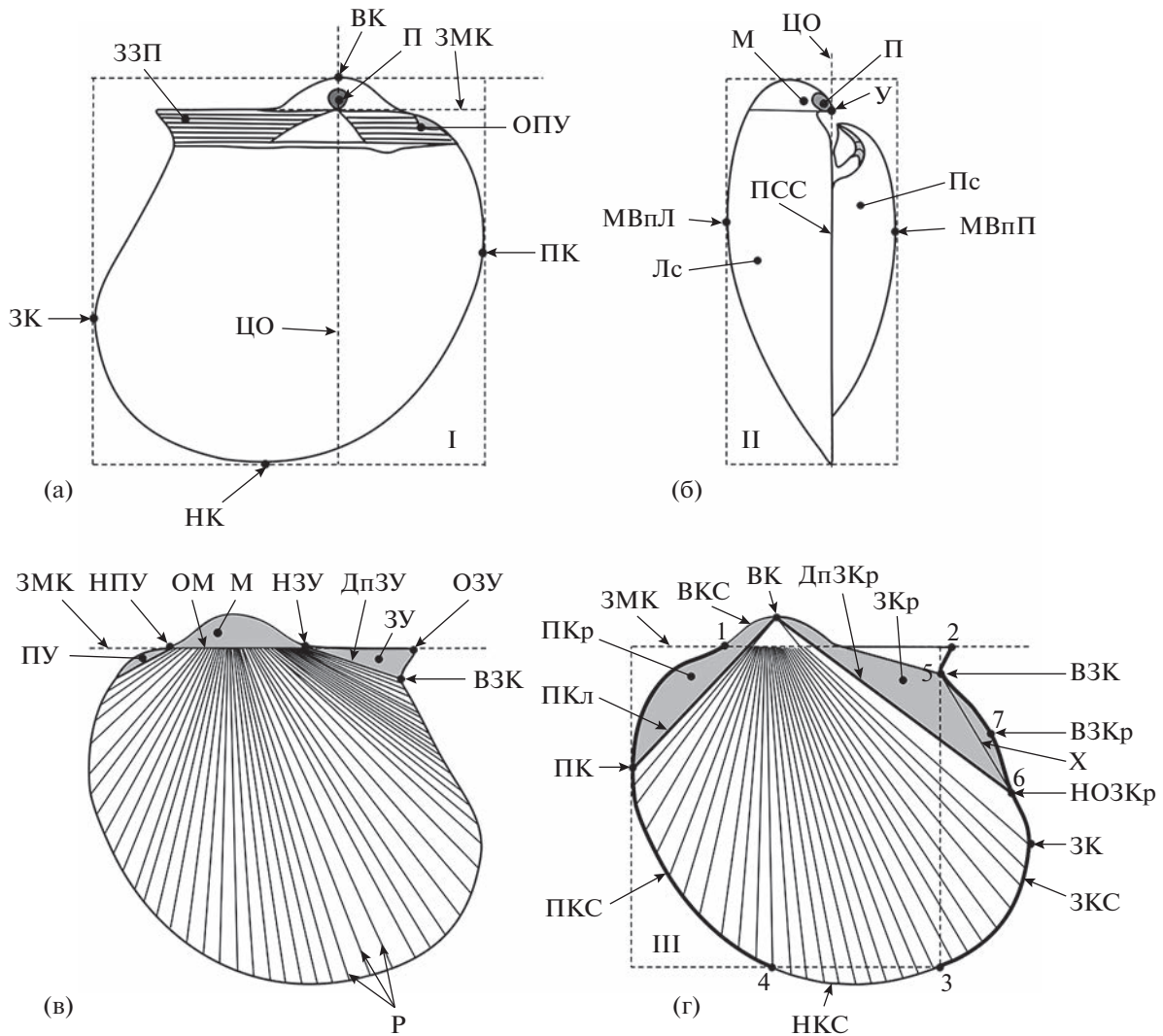


Рис. 3. Схема морфологических элементов раковины *Meleagrinella*.

а – вид левой створки изнутри; б – вид раковины со стороны переднего края; в, г – вид левой створки снаружи.

Лс – левая створка, Пс – правая створка, М – макушка, У – умбо, П – продиссоконх, ПКл – передний киль створки, 33П – заднее залигаментное поле, ЗКр – заднее крыло, ПКр – переднее крыло, ЦО – центральная ось, ЗМК – замочный край, ВК – верхний (спинной) конец створки, ПК – передний конец створки, ЗК – задний конец створки, НК – нижний (брюшной) конец створки, МВпЛ – максимальная выпуклость левой створки, МВпП – максимальная выпуклость правой створки, ВКС – верхний край створки (отрезок 1–2), ЗКС – задний край створки (отрезок 2–3), НКС – нижний край створки (отрезок 3–4), ПКС – передний край створки (отрезок 4–1), ЗУ – заднее ушко, ОЗУ – окончание заднего ушка, ОПУ – окончание переднего ушка, ДпЗУ – депрессия заднего ушка, ДпЗКр – депрессия заднего крыла, ВЗК – вырез заднего края, НОЗКр – нижнее окончание заднего крыла, ВЗКр – вершина заднего крыла, Х – хорда заднего крыла, Р – ребра, ПСС – плоскость смыкания створок.

основание макушки (ОМ) – средняя часть замочного края, ограниченная верхним краем створки;

начало заднего ушка (НЗУ) – точка пересечения замочного края створки с основанием макушки, расположенная ближе к заднему краю створки;

начало переднего ушка (НПУ) – точка пересечения замочного края створки с основанием макушки, расположенная ближе к переднему краю створки;

окончание заднего ушка (ОЗУ) – остроугольный изгиб (точка 2), образованный пересечением верхнего и заднего краев створки;

вырез заднего края (ВЗК) – выемка на заднем крае створки ниже окончания заднего ушка;

заднее ушко (ЗУ) – треугольная область в задней части створки вблизи замочного края, отделенная от остальной части раковины депрессией; форма ушка определяется точкой начала заднего ушка, точкой окончания ушка и точкой (точка 5) максимального выреза заднего края;

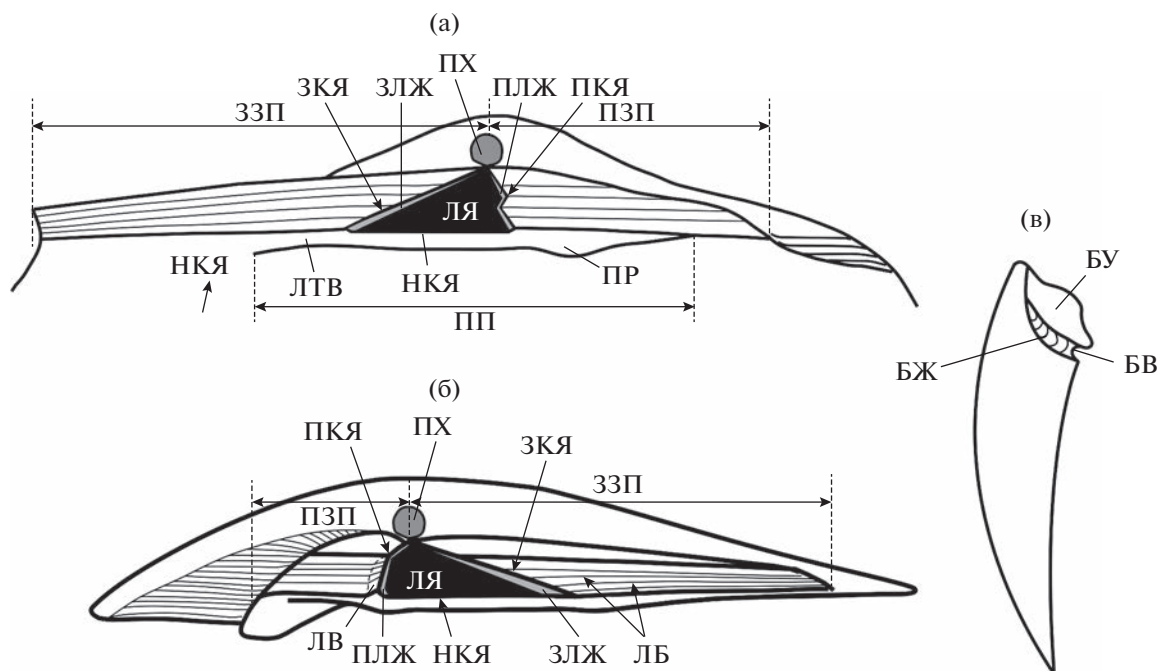


Рис. 4. Схема строения замка *Meleagrinella*: (а) — левой створки; (б, в) — правой створки (а, б — лигаментный блок, в — биссусный блок).

ЛЯ — лигаментная ямка, ПЛЖ — передний лигаментный желобок, ЗЛЖ — задний лигаментный желобок, ЛВ — лигаментный валик, ЛБ — лигаментные бороздки, НКЯ — нижний край лигаментной ямки, ЗКЯ — задний край лигаментной ямки, ПКЯ — передний край лигаментной ямки, БУ — биссусное ушко, БЖ — биссусный желобок, БВ — биссусный вырез, ЛТВ — латеральный валик, ПР — протуберанец, ЗЗП — заднее залигаментное поле, ПЗП — переднее залигаментное поле; ПХ — продиссоконх, ПП — псевдосвязочная площадка.

депрессия заднего ушка (ДпЗУ) — линия прогиба поверхности створки, соединяющая начало заднего ушка (НЗУ) и вырез заднего края (ВЗК) и отделяющая заднее ушко со стороны верхнего края створки от заднего крыла;

заднее крыло (ЗКр) — треугольная волнообразная складка в задней части створки, занимающая положение между задним ушком и основной частью створки, отделенная сверху депрессией заднего ушка и снизу депрессией заднего крыла; поверхность заднего крыла отделена от остальной поверхности створки большей плотностью ребристости;

передний киль (ПКл) — линия перегиба поверхности створки, соединяющая верхний конец створки и передний конец створки;

депрессия заднего крыла (ДпЗКр) — линия прогиба наружной поверхности створки, отделяющая складку заднего крыла створки от большей части створки со стороны нижнего края;

нижнее окончание заднего крыла (НОЗКр) — выемка (точка б) на заднем крае створки в месте пересечения депрессии заднего крыла (ДпЗКр) и заднего края створки (ЗКС); нижнее окончание заднего крыла левой створки может быть расположено либо выше заднего конца створки, либо ниже его;

вершина заднего крыла (ВЗКр) — точка (7) максимального изгиба дуги заднего крыла;

хорда заднего крыла (Х) — линия, соединяющая вырез заднего края (ВЗК) с нижним окончанием заднего крыла (НОЗКр);

точка максимальной выпуклости левой створки (МВпЛ) — точка максимальной кривизны наружной поверхности левой створки;

точка максимальной выпуклости правой створки (МВпП) — точка максимальной кривизны наружной поверхности правой створки.

Внутренние признаки. Замок у изученных форм лишен зубов и относится к “птеринеоидному типу” (Невеская и др., 1971). Элементы замка, связанные в основном с функционированием лигаментов, рассматриваются в составе лигаментного блока, а элементы, большей частью связанные с функционированием биссуса, в составе биссусного блока. В лигаментный блок рода *Meleagrinella* (рис. 4), как и у морфологически близкого к нему рода *Arctotis*, входят: (1) элементы лигаментной площадки — лигаментная ямка (ЛЯ), переднее и заднее залигаментные поля (ПЗП, ЗЗП), лигаментные бороздки (ЛБ), передний и задний лигаментные желобки (ПЛЖ и ЗЛЖ), лигаментный валик (ЛВ); (2) элементы псевдосвязочной площадки — латеральный ва-

лик (ЛТВ), протуберанец (ПР). В биссусный блок входят: биссусное ушко (БУ), биссусный желобок (БЖ) и биссусный вырез (БВ). Термины использовались в понимании, принятом автором ранее (Лутиков, Шурыгин, 2010; Лутиков, 2021).

Новыми терминами являются:

нижний край лигаментной ямки (НКЯ) — кромка лигаментной ямки в месте соединения лигаментной площадки и псевдосвязочной площадки;

задний край лигаментной ямки (ЗКЯ) — кромка лигаментной ямки, образованная пересечением заднего залигаментного поля и заднего лигаментного желобка;

передний край лигаментной ямки (ПКЯ) — кромка лигаментной ямки, образованная пересечением переднего залигаментного поля и переднего лигаментного желобка.

Измерения и количественная оценка признаков.

При проведении замеров с помощью штангенциркуля измерялся только один параметр. В зависимости от сохранности материала использовались значения высоты или длины створки. В целях уменьшения погрешности остальные параметры определялись по фотографиям раковин, трансформированным в векторную форму, с помощью инструментов программы Corel DRAW. Для количественной оценки признаков лигаментного блока проводились измерения элементов лигаментной ямки и лигаментной площадки по трем признакам (рис. 5а):

длина нижнего края лигаментной ямки (ДНЛ) — расстояние между точками пересечения боковых сторон лигаментной ямки с нижним краем лигаментной площадки;

длина проекции заднего края лигаментной ямки (ДЗЛ) — расстояние между двумя параллельными прямыми, одна из которых перпендикулярно проходит через точку пересечения боковых сторон лигаментной ямки, а другая через точку пересечения задней стороны лигаментной ямки с нижним краем лигаментной площадки;

длина заднего залигаментного поля (ДЗП) — расстояние от центральной оси створки до окончания заднего ушка.

Для характеристики наружных морфологических элементов раковин *Meleagrinella* производились замеры по 12 признакам (рис. 5а–5г):

высота створки (В) — расстояние между апикальным выступом верхнего края и апикальным выступом нижнего заднего края;

длина створки (Д) — расстояние между апикальным выступом переднего края и апикальным выступом заднего края;

длина задней части створки (ДЗЧ) — расстояние между центральной осью створки и касательной к апикальному выступу заднего края;

длина передней части створки (ДПЧ) — расстояние между центральной осью створки и апикальным выступом переднего края;

угол заднего крыла (УЗКр) — угол между замочным краем (ЗМК) и депрессией заднего крыла (ДпЗКр);

угол заднего ушка (УЗУ) — угол между замочным краем (ЗМК) и линией, соединяющей окончание заднего ушка (ОЗУ) с вырезом заднего края (ВЗК);

ширина заднего крыла (ШЗКр) — расстояние между хордой заднего крыла (Х) и вершиной заднего крыла (ВЗКр);

длина заднего крыла (ДЗКр) — расстояние между вырезом заднего края (ВЗК) и нижним окончанием заднего крыла (НОЗКр);

выпуклость створки (Вп) — расстояние между точкой максимальной выпуклости створки (МВпЛ или МВпП) и центральной осью, совпадающей у *Meleagrinella* с плоскостью смыкания створок (ПСС);

ребристость створки (Р) — количество ребер на участке раковины в промежутке между передним килем створки и депрессией заднего крыла створки;

ширина ребер (ШР) — расстояние между краями ребер;

ширина межреберных промежутков (ШП) — расстояние между соседними ребрами.

Количественная оценка признаков проводилась на основе системы градаций, примененной при изучении рода *Arctotis* (Лутиков, 2021), с дополнениями. Для характеристики таксонов на основании количественной оценки признаков использовалось 12 размеров и отношений, переведенных в условные градации (табл. 1).

1. По величине высоты створки (В) проводилась размерная градация раковин.

2. Отношение высоты к длине (В/Д) применялось для градации раковин по контуру.

3. Отношение длины нижнего края лигаментной ямки к длине проекции заднего края лигаментной ямки (ДНЛ/ДЗЛ) применялось для градации по форме лигаментной ямки.

4. Отношение длины передней части к длине (ДПЧ/Д) применялось для градации раковин по симметрии.

5. Отношение выпуклости к высоте створки (Вп/В) применялось для градации по степени выпуклости створки.

6. Отношение длины заднего залигаментного поля к длине задней части створки (ДЗП/ДЗЧ) применялось для градации по длине заднего залигаментного поля левой створки.

7. По величине угла заднего крыла (УЗКр) проводилась градация по ширине заднего крыла левой створки.

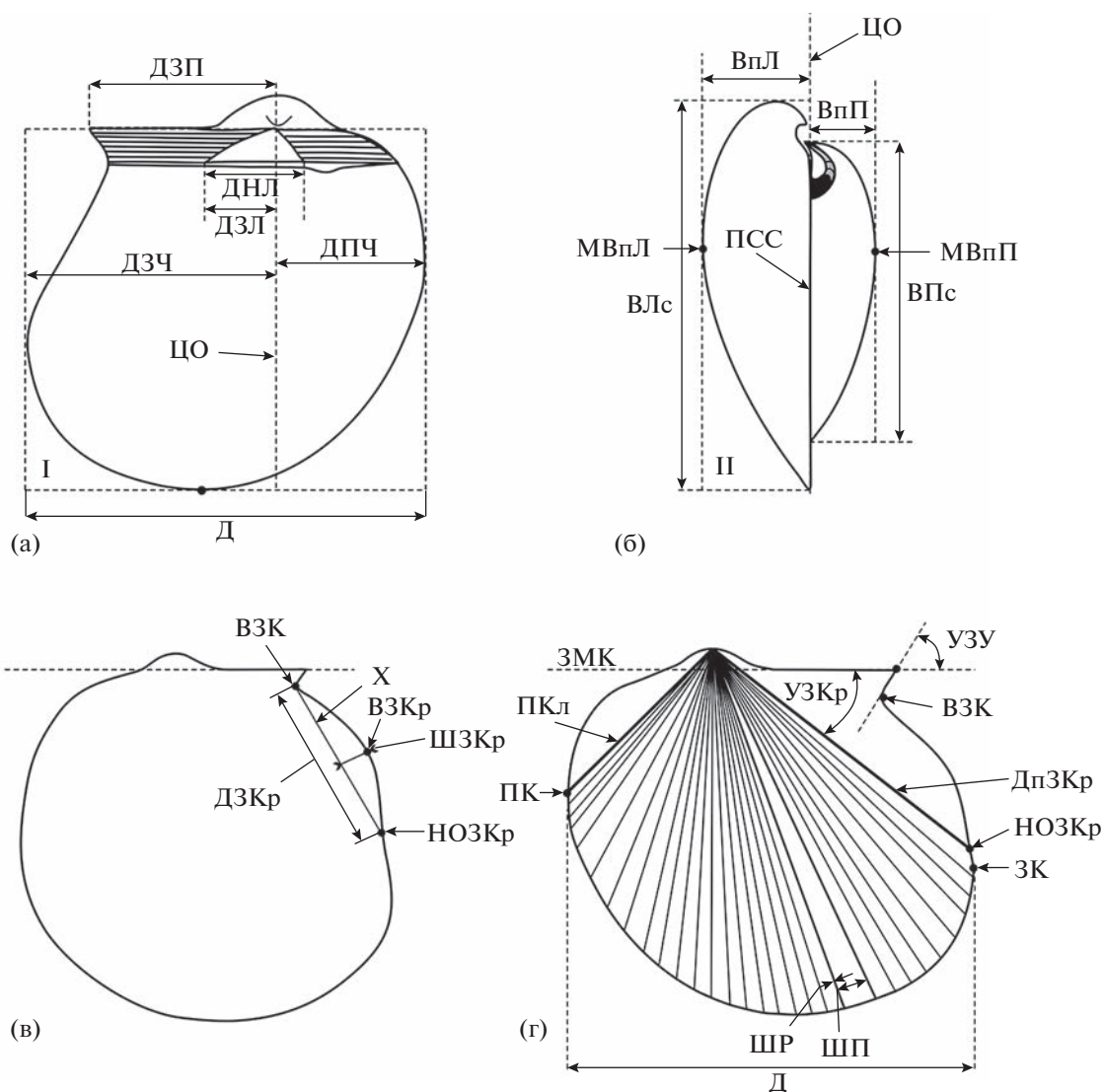


Рис. 5. Схема замеров раковин *Meleagrina*.

а – вид левой створки изнутри; б – вид раковины со стороны переднего края; в, г – вид левой створки снаружи. Морфологические элементы: НОЗКр – нижнее окончание заднего крыла, ВЗК – вырез заднего края, ВЗКр – верхина заднего крыла, ЗМК – замочный край, ПКл – передний киль, ДпЗКр – депрессия заднего крыла, Х – хорда заднего крыла, МВпЛ – точка максимальной выпуклости левой створки, МВпП – точка максимальной выпуклости правой створки. Метрические внутренние признаки: ДЗП – длина заднего залигаментного поля, ДНЛ – длина нижнего края лигаментной ямки, ДЗЛ – длина проекции заднего края лигаментной ямки. Метрические наружные признаки: ВЛс – высота левой створки, ВПс – высота правой створки, Д – длина, ВпЛ – выпуклость левой створки, ВпП – выпуклость правой створки, ДЗЧ – длина задней части створки, ДПЧ – длина передней части створки, УЗКр – угол заднего крыла, УЗУ – угол заднего ушка, ДЗКр – длина заднего крыла, ШЗКр – ширина заднего крыла, ШР – ширина ребра, ШП – ширина межреберного промежутка.

8. Отношение ширины заднего крыла к длине заднего крыла ($\text{ШЗКр}/\text{ДЗКр}$) применялось для градации раковин по форме заднего крыла.

9. По отношению высоты правой створки к высоте левой створки ($\text{ВПс}/\text{ВЛс}$) проведена градация по соотношению размеров створок.

10. По величине угла заднего ушка (УЗУ) проведена градация по форме заднего ушка.

11. Отношение числа ребер на участке между передним и задним концом створки к длине

створки ($\text{Р}/\text{Д}$) использовалось для оценки плотности ребристости створок.

12. Отношение ширины межреберных промежутков к ширине ребер ($\text{ШП}/\text{ШР}$) применялось для градации раковин по ширине межреберных промежутков.

Таксономическая значимость признаков. Из-за индивидуальной и возрастной изменчивости наружных морфологических признаков границы между таксонами сложно однозначно определить

Таблица 1. Градации раковин *Meleagrinella* по особенностям формы и скульптуры

Величина В, мм	Градации по размеру створки (1)	Значение В/Д	Градации по контуру (2)	Значение ДНЛ/ДЗЛ	Градации по форме лигаментной ямки (3)
менее 10	очень маленькая	менее 0.95	очень низкая	менее 0.85	клиновидная
10.01–30	маленькая	0.95–0.97	низкая	0.85–0.99	остроугольная
30.01–50	средняя	0.98–1.02	равновеликая	1.00–1.04	субпрямоугольная
50.01–70	большая	1.03–1.05	высокая	1.05–1.50	широкоугольная
более 70	очень большая	более 1.05	очень высокая	более 1.50	субсимметричная
Значение ДПЧ/Д	Градации по симметрии створки (4)	Значение Вп/В	Градации по степени выпуклости створки (5)	Значение ДЗП/ДЗЧ	Градации по длине заднего залигаментного поля левой створки (6)
менее 0.35	сильно неравносторонняя	менее 0.20	слабовыпуклая	менее 0.6	очень короткое
0.35–0.40	неравносторонняя	0.20–0.30	умеренно-выпуклая	0.60–0.70	короткое
0.41–0.45	умеренно неравносторонняя	0.31–0.40	сильновыпуклая	0.71–0.80	длинное
0.45–0.50	равносторонняя	более 0.40	вздутая	более 0.80	очень длинное
Угол заднего крыла (УЗКр)	Градации по ширине заднего крыла левой створки (7)	Значение ШЗКр/ДЗКр	Градации по форме заднего крыла (8)	Значение ВПс/ВЛс	Градации по соотношению размеров створок (9)
менее 35°	очень узкое	менее 0.05	прямое	менее 0.80	сильно неравностворчатые
35°–40°	узкое	0.05–0.10	слабовыгнутое	0.90–0.80	умеренно неравностворчатые
41°–45°	широкое	0.11–0.15	умеренно-выгнутое	более 0.90	слабо неравностворчатые
более 45°	очень широкое	более 0.15	сильновыгнутое		
Угол заднего ушка (УЗУ)	Градации по форме заднего ушка (10)	Значение Р/Д	Градации по плотности ребристости створки (11)	Значение ШП/ШР	Градации по ширине межреберных промежутков (12)
менее 85°	остроугольное	менее 1.00	редкорребристые	менее 1.50	очень узкие
85°–105°	субпрямоугольное	1.00–2.00	умеренно-ребристые	1.5–2.00	узкие
более 105°	тупоугольное	2.01–3.00	среднеребристые	2.01–2.50	умеренно широкие
		3.01–4.00	часторебристые	2.51–3.00	широкие
		более 4.00	густоребристые	более 3.00	очень широкие

по малому числу признаков. Объединение в таксоны проводилось методом апостериорного взвешивания признаков, основанным на оценке количества содержащейся филетической информации в выбранном признаке (Майр, 1971). Диагностика надвидовых таксонов осуществлялась с помощью качественной и количественной оценки состояний признаков с большим и средним весом. Для установления степени дискретности видовых таксонов определялся набор любых наружных признаков со средним и малым весом, который был необходим и достаточен для описания вида как замкнутой системы. Полученные в результате таксономических исследований данные сопоставлялись с данными по изучению филогенеза (Лутиков и др., 2010).

К признакам с большим весом отнесены:

а) Форма лигаментной ямки на трех онтогенетических стадиях.

На ювенильной стадии: субпрямоугольная лигаментная ямка характерна для *Oxytoma*; широкоугольная лигаментная ямка — для *Praemeleagrinnella*; субсимметричная лигаментная ямка — для *Meleagrinnella* s.str. и *Arctotis*.

На юношеской стадии: сильноскошенная лигаментная ямка характерна для *Oxytoma*; широкоугольная лигаментная ямка — для *Arctotis* и *Meleagrinnella* s.str.; субпрямоугольная лигаментная ямка — для *Praemeleagrinnella*; остроугольная лигаментная ямка — для *Clathrolima*;

На взрослой стадии: клиновидная лигаментная ямка характерна для *Oxytoma*; остроугольная лигаментная ямка — для *Clathrolima*; широкоугольная лигаментная ямка — для *Arctotis* и *Meleagrinnella* s.str. У *Praemeleagrinnella* лигаментная ямка широкоугольная или субпрямоугольная.

б) Длина заднего залигаментного поля. Длинное заднее залигаментное поле характерно для *Meleagrinnella*, короткое — для *Arctotis*.

в) Соотношение размеров створок. Сильно неравностворчатые раковины характерны для *Meleagrinnella*, слабо неравностворчатые — для *Arctotis*.

К признакам со средним весом отнесены:

г) Микроскульптура остракума правой створки. Микроскульптура остракума в средней части правой створки у *Meleagrinnella* и *Oxytoma* представлена четырехугольными призмами, расположенными параллельно радиальным ребрам. Микроскульптура остракума правой створки у *Arctotis* представлена шестиугольными призмами, расположенными мозаично.

д) Форма заднего ушка. Остроугольное заднее ушко характерно для *Praemeleagrinnella* и среднеюрских *Clathrolima*; субпрямоугольное — для тоарских и верхнеюрских *Meleagrinnella* s.str.; тупоугольное заднее ушко характерно для тоарских *Clathrolima*, среднеюрских *Arctotis* s.str.

е) Форма заднего крыла. Прямое заднее крыло левой створки характерно для *Praemeleagrinnella* и среднеюрских *Clathrolima*; выгнутое заднее крыло левой створки характерно для тоарских *Praemeleagrinnella*, *Clathrolima* и *Praearctotis*. Нижнее окончание заднего крыла левой створки у *Clathrolima* и *Praearctotis* расположено выше заднего конца створки, у *Meleagrinnella* s.str. и *Arctotis* s.str. — ниже.

К признакам с малым весом отнесены признаки, подверженные возрастной или незакономерной изменчивости: размер, контур, симметрия, выпуклость, плотность ребристости. К этой же категории отнесена ширина межреберных промежутков, которую трудно формализовать ввиду нечеткости границ между ребрами и межреберными промежутками.

ОПИСАНИЕ ТАКСОНОВ

СЕМЕЙСТВО OXYTOMIDAE ICHIKAWA, 1958

ПОДСЕМЕЙСТВО OXYTOMINAE ICHIKAWA, 1958

Под *Meleagrinnella* Whitfield, 1885

Подрод *Praemeleagrinnella* Lutikov et Schurygin, 2010

Meleagrinnella (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* Lutikov et Arp sp. nov.

Табл. I, фиг. 1–12

Pseudomonotis substriata: Бодылевский, Шульгина, 1958, с. 48–49.

Meleagrinnella substriata: Caswell et al., 2009, text-fig. 5C (здесь табл. I, фиг. 12); Teichert, Nützel, 2015, text-fig. 4B (здесь табл. I, фиг. 4); Arp, Gropengiesser, 2016, text-fig. 2f (здесь табл. I, фиг. 1), 2g; Morris et al., 2019, text-fig. 9.6H, I.

Meleagrinnella (*Praemeleagrinnella*) aff. *substriata*: Лутиков, Шурьгин, 2010, табл. III, фиг. 10 (здесь табл. I, фиг. 7).

Meleagrinnella sp.: Martindale, Aberhan, 2017, text-fig. 4O (здесь табл. I, фиг. 13), 4P, 4Q, 4R; Muscente et al., 2019, text-fig. 3H. *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) sp. 1: Лутиков, Арп, 2020, табл. I, фиг. 1–4.

Arctotis (*Praearctotis*) sp. 1: Лутиков, Арп, 2020, табл. I, фиг. 5–8.

На з в а н и е. Название дано в память о российском исследователе мезозойских отложений, геологе Аркадии Викторовиче Гольберте.

Г о л о т и п: Геологический музей Гёттингенского университета, экз. № GZG.INV.70490, левая створка. Нижний тоар, зона *Harpoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras elegans*), Дёрльбах, Германия, Канал Людвига, пачка “Laibstein II”. Изображен: табл. I, фиг. 1.

М а т е р и а л. Около 20 левых и правых створок из нижнего тоара разреза Канала Людвига в местности Дёрльбах (Южная Германия), фотографии образцов из нижнего тоара разреза местности Альтдорф (Южная Германия), одна левая створка из строительного котлована в местности Аденштедт (Северная Германия), одна правая створка из местности Берг (Южная Германия). Около 15 ядер левых и правых створок из конкре-

ций курунгской пачки келимьярской свиты разреза р. Келимьяр, более 20 деформированных ядер левых и правых створок с остатками раковинного слоя из глин курунгской пачки келимьярской свиты р. Келимьяр; 1 деформированное ядро левой створки из разреза нижнего тоара р. Моторчуна, около 10 ядер и отпечатков левых и правых створок из конкреций стартинской свиты разреза нижнего тоара рр. Сатурн и Астрономическая. Внутреннее ядро левой створки из скважины 3-р Усть-Енисейского района из коллекции В.И. Бодылевского, хранящееся в Палеонтолого-стратиграфическом музее Горного университета (Санкт-Петербург).

Д и а г н о з. Раковина низкая, умеренно неравносторонняя. Заднее крыло широкое, умеренно-выгнутое. Нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено выше заднего конца створки. Заднее ушко обеих створок остроугольное.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, до 22 мм в высоту. Левая створка низкая, неравносторонняя, умеренно-выпуклая. Заднее крыло широкое, умеренно-выгнутое. Заднее залигаментное поле левой створки короткое. Заднее ушко остроугольное или субпрямоугольное. Левая створка густоребристая. Участок между выступами переднего и заднего концов створки покрыт радиальными ребрами двух порядков (от 42 до 60), закономерно распределенными по створке, с различающимися по ширине межреберными промежутками. Ребра второго порядка закономерно вклиниваются в межреберные промежутки. На заднем крыле количество радиальных ребер до 24. На переднем крыле их до 10. На ядрах вблизи переднего и заднего краев ребра слабо выражены. Межреберные промежутки в разных частях левой створки различаются по ширине от умеренно широких до широких, редко превышают ширину ребер более чем в 2 раза.

Правая створка очень низкая, умеренно неравносторонняя. Заднее залигаментное поле правой створки очень длинное. Заднее крыло правой створки слабовыгнутое. Заднее ушко правой створки остроугольное. Радиальная скульптура слабовыраженная. Межреберные промежутки по нижнему краю очень широкие.

Размеры, мм и отношения. См. табл. 2.

С р а в н е н и е. От *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta* (Dumortier, 1869) из верхнего плинсбаха Франции и Восточной Сибири (табл. IV, фиг. 1–3) отличается большими размерами, низким контуром левой створки, умеренно-выгнутым задним крылом, закономерно дифференциацией ребер на два порядка, густоребристой левой створкой.

По контуру левой створки, симметрии раковины и форме заднего крыла левой створки наиболее близок к *Meleagrinnella oxytomaformis* Polub. из верхнего плинсбаха Северо-Востока России

(Полевой..., 1968, табл. 22, фиг. 1–5). Новый вид отличается незакономерной дифференциацией ребер на два порядка.

В Восточной Сибири к новому виду относятся экземпляры из курунгской пачки келимьярской свиты разреза р. Келимьяр (табл. I, фиг. 7–9). Вид распространен в низах сунтарской свиты в разрезах р. Моторчуна (табл. I, фиг. 11), р. Тюнг, в бассейне р. Ыгыатта (Оттурский участок бурения).

На Северо-Востоке России к новому виду относятся экземпляры из ракушняков нижней подсвиты стартинской свиты (подзона *Harpoceras exaratum*) в разрезах рр. Астрономическая (табл. I, фиг. 10), Сатурн, Бродная.

В Западной Сибири в китербютской свите распространены двусторки, которые В.И. Бодылевский относил к *Pseudomonotis substriata* (Бодылевский, Шульгина, 1958, с. 48–49), а позднее они были отнесены к *Praearctotis milovae* (Лутиков, Шурыгин, 2010). Образец № 166/238 из скважины 3-р Усть-Енисейского района с глубины 1029.1–1030.7 м, хранящийся в Палеонтолого-стратиграфическом музее Горного университета (Санкт-Петербург), был переизучен О.А. Лутиковым в 2020 г. с использованием новой системы градации признаков. Левая створка характеризуется очень маленькими раковинами (до 6 мм), густой скульптурой всей поверхности (до 60 ребер, включая переднее и заднее крыло), выгнутым задним крылом. Нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено выше заднего конца створки. По этим признакам экземпляр относится к новому виду.

В Германии к *M. (P.) golberti* sp. nov. принадлежат экземпляры из местности Дёрльбах (Канал Людвиг, пачка “Laibstein II”, зона *Harpoceras serpentinum*, подзона *Cleviceras elegans*) (Arp, Gropengiesser, 2016, text-fig. 2f; здесь табл. I, фиг. 13), относившиеся ранее к “*Meleagrinnella substriata*”, а также экземпляры из местности Альтдорф (зона *Harpoceras serpentinum*, подзона *Cleviceras elegans*) (Teichert, Nützel, 2015, text-fig. 4B; здесь табл. I, фиг. 4), экземпляр из местности Берг (зона *Harpoceras serpentinum*, подзона *Cleviceras elegans*) (табл. I, фиг. 5) и экземпляр из строительного котлована в местности Аденштедт, встреченный в одном образце с *Hildaites murleyi* (Moxon) (здесь табл. I, фиг. 6).

В Англии к новому виду относятся экземпляры из Йоркшира (Порт Малгрейв, формация Whitby Mudstone, зона *Harpoceras serpentinum*, подзона *Cleviceras exaratum*) (Caswell et al., 2009, text-fig. 5C, здесь табл. I, фиг. 12; Morris et al., 2019, text-figs. 9.6 H, I).

В Западной Канаде к новому виду принадлежит “*Meleagrinnella* sp.” из местности Альберта (р. Скальп Крик, формация Fernie, подзона *Harpoceras serpentinum*) (Martindale, Aberhan, 2017,

text-figs. 4O (здесь табл. I, фиг. 13), 4P, 4Q, 4R; Muscente et al., 2019, text-fig. 3H).

З а м е ч а н и я. Строение замка неизвестно. Принадлежность к подроду *Praemeleagrinnella* предположительна.

На Северо-Востоке России (р. Бродная) в подзоне *Naupoceras falciferum* встречены *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) aff. *golberti* sp. nov., которые характеризуются более широкими межреберными промежуточками (табл. I, фиг. 14). В Восточной Сибири подобные мелеагринеллы обнаружены в ракушняках в нижней части сунтарской свиты на р. Моторчуна (табл. I, фиг. 15), где вместе с ними встречены несомненные *M. (P.?) golberti*.

Фациальная приуроченность и тафономическая характеристика. На р. Келимья ядра отдельных створок с остатками раковинного слоя найдены в карбонатных конкрециях и в сланцеватых тонкоплитчатых глинах курунгской пачки келимьярской свиты. Мелеагринеллы образуют ракушняковые скопления в глинах совместно с аммонитами и кедонеллами. Ядра отдельных створок встречаются в известковых конкрециях совместно с устрицами вблизи основания курунгской пачки. Тип ископаемого ценоза — слабо перемещенный танатоценоз.

На р. Моторчуна отдельные створки встречаются в конкрециях совместно с кедонеллами. Тип ископаемого ценоза — слабо перемещенный танатоценоз.

На р. Астрономическая в алевроитах нижней подсвиты стартинской свиты целые отдельные створки образуют гнездовидные ракушняковые скопления и захоронены совместно с аммонитами, кедонеллами, лимами и энтолиумами. Тип ископаемого ценоза — слабо перемещенный танатоценоз.

Образ жизни и условия обитания. Представители рассматриваемого вида могли вести псевдопланктонный образ жизни, прикрепляясь к плавающим водорослям или раковинам живых аммонитов. Эту точку зрения поддерживают некоторые исследователи тоарских битуминозных сланцев Германии (Röhl, 1998; Teichert, Nützel, 2015). Их относили к фильтраторам, устойчивым к условиям с пониженным содержанием кислорода (Caswell et al., 2009). В случае отрыва от места прикрепления и падения на дно, не имея возможности продолжительное время существовать в бескислородных условиях на грунте, они, вероятно, могли перемещаться к месту повторного прикрепления за счет схлопывания створок. Псевдопланктонный образ жизни с возмож-

Таблица I.

Фиг. 1–13. *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* Lutikov et Arp sp. nov.

Фиг. 1. Голотип, экз. № GZG.INV.70490 (из Arp, Gropengiesser, 2016, text-fig. 2f): а — левая створка, ×1, б — то же ×2; Дёрльбах, Канал Людвига (Dorlbach Ludwigskanal), зона *Naupoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras elegans*).

Фиг. 2. Экз. № GZG.INV.70640, а — левая створка, ×1, б — то же, ×4; местонахождение то же.

Фиг. 3. Экз. № GZG.INV.70641, а — левая створка, ×1, б — то же, ×3; местонахождение то же.

Фиг. 4. Экз. № BSPG 2008 XXIX 1d (из Teichert, Nützel, 2015, text-fig. 4B), а — левая створка, ×1, б — то же, ×3; Альтдорф, Германия, нижний тоар, зона *Naupoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras elegans*).

Фиг. 5. Экз. № GZG.INV.70650, а — правая створка, ×1, б — то же, ×3; Берг, Германия, нижний тоар, зона *Naupoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras elegans*).

Фиг. 6. Экз. № GZV.INV.70649, а — левая створка, ×1, б — то же, ×2.5; Аденштедт, Германия, зона *Naupoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras exaratum*).

Фиг. 7. Экз. № К-1098/1, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×2.5, в — вид сбоку со стороны переднего края, ×2.5; р. Келимья, обн. 16, сл. 3, уровень 0.7–0.8 м, обр. № 1098, келимьярская свита, курунгская подсвита, нижний тоар, зона *Tiloniceras antiquum*.

Фиг. 8. Экз. № К-1097/2, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×5; р. Келимья, обн. 16, сл. 3, уровень 1.0–1.2 м; келимьярская свита, курунгская подсвита, нижний тоар, зона *Naupoceras falciferum*, подзоны *Naupoceras* (= *Cleviceras*) *exaratum*–*Naupoceras falciferum*.

Фиг. 9. Экз. № К-1069/1, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×5; р. Келимья, обн. 116, келимьярская свита, курунгская подсвита, нижний тоар.

Фиг. 10. Экз. № АС-72/1, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×5; р. Астрономическая, обн. 2, сл. 14, обр. № 72, основание, стартинская свита, нижняя подсвита, нижний тоар, зона *Naupoceras falciferum*, подзона *Naupoceras* (= *Cleviceras*) *exaratum*.

Фиг. 11. Экз. № МТ-213/3, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×5; р. Моторчуна, обн. 3, сл. 2, обр. № 213, уровень 4.0 м, сунтарская свита, нижний тоар.

Фиг. 12. Экз. № ВМ PI MB 991 (из Caswell et al., 2009, text-fig. 5C), а — левая створка, ×1, б — то же, ×2; Port Mulgrave, Англия, нижний тоар, зона *Naupoceras serpentinum* (подзона *Cleviceras exaratum*).

Фиг. 13. Экз. № L2430, TMP 2015.051.0096, а — слепок левой створки, ×1, б — то же, ×2 (из Martindale, Aberhan, 2017, text-fig. 4O); Альберта, Западная Канада, нижний тоар, подзона *Naupoceras serpentinum*. Фиг. 14, 15. *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) aff. *golberti* Lutikov et Arp sp. nov.

Фиг. 14. Экз. № БР-152/2, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×3; р. Бродная, обн. 3, сл. 18, уровень 6.5 м, обр. № 152, стартинская свита, нижняя подсвита, нижний тоар, зона *Naupoceras falciferum* (подзона *Naupoceras falciferum*).

Фиг. 15. Экз. № МТ-213/4, а — ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1, б — то же, ×3, в — вид сбоку со стороны переднего края, ×3; Моторчуна, обн. 3, сл. 2, обр. № 213, уровень 4.0 м, нижний тоар, сунтарская свита, зона *Naupoceras falciferum* (?).

Таблица I

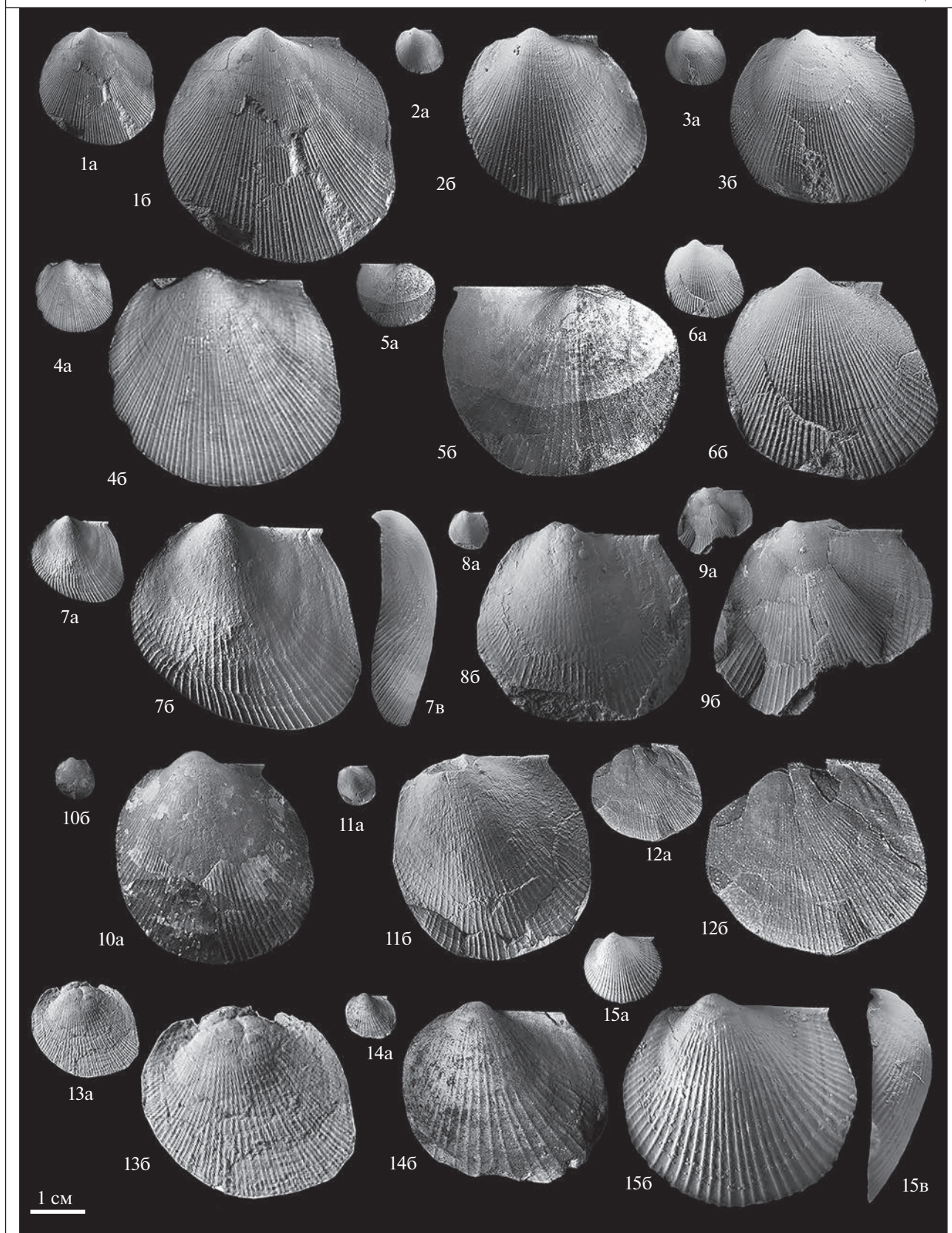


Таблица 2. Размеры в мм и отношения

Колл. №, створка	Местонахождение	Д	В	В/Д	Вн	Вн/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	ДЗЧ	ДЗЧ/В	ДЗП	ДЗП/ДЗЧ	УЗКр	Р	Р/Д	ШП/ШР	УЗУ	ШЗКр/ДЗКр
Meleagrinnella (Praemeleagrinnella ?) golberti																		
GZG.INV.70490, голотип, левая	Дёрльбах, Германия, Ludwigskanal, пачка “Laibstein II”, зона Naproceras serpentinum (подзона Clevisceras elegans)	21.78	21.5	0.99	—	—	8.99	0.41	12.79	0.59	7.01	0.55	46°	66	3.03	2.88	96°	0.16
GZG.INV.70640, левая	То же	8.81	8.57	0.97	—	—	3.48	0.40	3	0.62	3.15	0.59	45°	54?	6.35	2.66	88°	0.10
GZG.INV.70641, левая	То же	11.67	10.6	0.97	—	—	4.45	0.38	7.22	0.68	3.91	0.54	42°	61	5.23	2.86	—	0.13
GZG.INV.70642, левая	То же	12.83	13.0	1.01	—	—	4.4	0.34	8.43	0.65	4.95	0.59	44°	83	6.47	2.05	81°	0.14
GZG.INV.70650, правая	Берт, Германия, пачка “Laibstein II”, зона Naproceras serpentinum (подзона Clevisceras elegans)	14.44	11.69	0.81	—	—	6.36	0.44	8.08	0.69	7.50	0.93	42°	28	1.92	4.17	24°	0.06
BSPG 2008 XXIX 1d, левая	Альдорф, Германия, зона Naproceras serpentinum (подзона Clevisceras elegans),	14.2	13.33	0.94	—	—	6.14	0.43	8.06	0.60	5.71	0.71	48°	67	4.72	2.23	93°	0.10
GZV.INV.70649 левая	Аленштедт, Германия, зона Naproceras serpentinum (подзона Clevisceras exaratum)	14.44	14.34	0.99	—	—	5.58	0.38	8.86	0.62	5.12	0.58	43°	52	3.60	3.41	75°	0.09
K-1098/1, левая	р. Келимяр, келимярская свита, курунгская пачка, обн. 16, сл. 3, уровень 0.7—0.8 м, обр. №1098, зона Tiltoniceras antiquum	17.45	15.8	0.91	4.74	0.30	6.28	0.36	11.17	0.71	7.75	0.76	42°	48	2.75	2.47	62°	0.06
K-1097/1, левая	р. Келимяр, обн. 16, сл. 3, уровень 0.1—1.2 м, обр. №1097, зона Naproceras falciferum (подзона Clevisceras exaratum)	10.96	8.8	0.81	—	—	3.88?	0.35	7.08?	0.80?	5.25	0.74?	43°	35?	3.19	2.8	69°	—
K-1097/2, левая	То же	7.67	7.2	0.94	2.19	0.28	3.25	0.42	4.42	0.61	3.32	0.75	45°	47	6.40	2.92	61°	0.10
K-1069/1, левая	р. Келимяр, келимярская свита, курунгская пачка, обн. 11б	13.83	12.4	0.90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50?	3.61	3.50	69°	—
MT-213/3, левая	р. Моторчунга, обн. 3, сл. 2, обр. 213, сунтарская свита	6.98?	7.3	1.02?	—	—	2.46	0.35	4.52	0.62	3.17	0.70?	42°	42	4.63	2.76	67°	0.10
AC-72/1 левая	р. Астрономическая, обн. 2, сл. 14, основание, обр. 72, зона Naproceras falciferum (подзона Naproceras falciferum)	7.40	7.8	1.05	—	—	3.00	0.41	4.40	0.56	2.51	0.57	48°	52	7.01	2.08	68°	0.12
Meleagrinnella (Praemeleagrinnella ?) aff. Golberti																		
БР-152/2 левая	р. Бродная, обн. 3, сл. 18, уровень 6.5 м, обр. № 152, зона Naproceras falciferum (подзона Naproceras falciferum)	8.21	8.3	1.01	—	—	3.51	0.43	4.7	0.57	3.58	0.76	46°	20	2.44	5.69	96°	0.16
MT-213/4, левая	р. Моторчунга, обн. 3, сл. 2, обр. 213, уровень 4.0 м, сунтарская свита	14.16	13.1	0.92	3.40	0.30	5.41	0.38	8.75	0.67	7.10	0.81	34°	32	2.26	3.22	74°	0.03

ностью активного перемещения был необходимой адаптацией мелеагринелл к условиям дефицита кислорода в раннеоарских морях.

Геологический возраст и географическое распространение. Нижнеоарский подъярус, зоны *Tiltoniceras antiquum*, *Harpoceras falciferum* бореальной шкалы; зоны *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harpoceras serpentinum* суббореальной шкалы.

Западная Сибирь: Усть-Енисейский район, китербютская свита. Восточная Сибирь: р. Келимьяр, келимьярская свита, нижний тоар; Анабарская губа, р. Анабар, китербютская свита; р. Моторчуна, сунтарская свита; р. Тюннг, Отгурской участок (бассейн р. Ыгыатта), сунтарская свита. Северо-Восток России: рр. Сатурн, Астрономическая, Бродная, стартинская свита (нижняя под-свита). Германия: Дёрльбах, Берг, Альтдорф, Аденштедт, формация *Posidonienschiefer*. Англия: Йоркшир, формация *Whitby Mudstone*. Западная Канада: Альберта, формация *Fernie*.

Подрод *Clathrolima* (Cossman, 1908)

Meleagrinnella (Clathrolima) substriata
(Münster, 1831)

Табл. II, фиг. 1–11

Monotis substriata: Münster, 1831, p. 406.

Monotis substriata: Goldfuss, 1835, p. 138, Table CXX, figs. 7a–7f. *Arctotis (Praearctotis) substriata*: Лутиков, Арп, 2020, табл. I, фиг. 9–12.

Meleagrinnella (Clathrolima) substriata: Rogov, Lutikov, 2022, Figs. 41–4N.

Г о л о т и п вида не был установлен. Типовая серия была частично изображена в работе Г.А. Гольдфусса (Goldfuss, 1835). Авторами в качестве лектотипа выбран экземпляр из типовой серии № IGPB-Goldfuss-729 а/1. Изображен здесь – табл. II, фиг. 2, хранится в Институте наук о Земле (Германия, Бонн). Формация *Posidonienschiefer*, подзона *Dactylioceras commune*, местонахождение Банц, Германия.

М а т е р и а л. Более 20 ядер и отдельных створок из тоарских отложений разрезов Анабарской губы, рек Астрономическая, Сатурн, Тюннг, Виллюй. 23 отпечатка и отдельных створок, около 150 фрагментов из тоарских отложений Канала Людвиг (Дёрльбах) и местности Берг, Германия. Фотографии синтипов из типовой коллекции Г. Мюнстера, происходящей из формации *Posidonienschiefer*, подзоны *Dactylioceras commune* (Банц, Мистельгау, Германия). 1 экземпляр с сохранившейся раковиной, 6 ядер и отпечатков створок из тоарских отложений разреза бухты Агард, Шпицберген.

Д и а г н о з. Раковина очень низкая, сильно неравносторонняя. Заднее крыло узкое, умеренно-выгнутое. Задний край образует S-образный

изгиб. Заднее ушко обеих створок тупоугольное, без выреза.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, преимущественно до 15 мм в высоту, один синтип имеет высоту до 33 мм. Левая створка очень низкая, неравносторонняя, сильновыпуклая. Заднее крыло левой створки узкое, умеренно-выгнутое. Задний край образует S-образный изгиб. Нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено выше заднего конца створки. Заднее залигаментное поле левой створки очень короткое. Заднее ушко тупоугольное, без выреза. Левая створка густоребристая. Участок между концами переднего и заднего краев покрыт радиальными ребрами одного порядка в количестве от 35 до 60, закономерно распределенными по створке, с различающимися по ширине межреберными промежутками. Ребра второго порядка закономерно вклиниваются в межреберные промежутки. На заднем крыле количество радиальных ребер более 20. На переднем крыле количество радиальных ребер более 10. На ядре левой створки в области макушки, вблизи переднего и заднего краев ребра слабо выражены. Межреберные промежутки по нижнему краю умеренно широкие.

Правая створка низкая. Заднее залигаментное поле правой створки очень длинное. Заднее ушко правой створки остроугольное. Заднее крыло узкое, умеренно-выгнутое в направлении заднего конца створки. Правая створка умеренно-ребристая. Межреберные промежутки по нижнему краю умеренно широкие.

Размеры, мм и отношения. См. табл. 3.

Индивидуальная изменчивость. Контур левой створки варьирует от очень низкого до высокого. Симметрия левых створок изменяется от умеренно неравносторонней до сильно неравносторонней. Заднее залигаментное поле левой створки варьирует от очень короткого до длинного. Радиальная скульптура левой створки изменяется от часторебристой до густоребристой.

С р а в н е н и е. От *Meleagrinnella (Clathrolima)* sp. из третьей пачки сунтарской свиты Правобережного участка (табл. II, фиг. 12) отличается более неравносторонними раковинами, S-образным задним краем левой створки, положением окончания заднего крыла левой створки выше заднего конца створки, тупоугольным задним ушком без выреза.

З а м е ч а н и я. От *Meleagrinnella (Praemeleagrinnella?) golberti* sp. nov. из зон *Tiltoniceras antiquum* и *Harpoceras falciferum* отличается более неравносторонними раковинами, S-образным задним краем левой створки, тупоугольным задним ушком без выреза.

Вид “*Avicula*” *substriata* (Zieten, 1830), происходящий из формации *Arietenkalk* (нижний синемюр, район Штутгарта, Южная Германия), пред-

положительно рассматривался в составе подрода *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) (Лутиков, Шурыгин, 2010). В разновозрастных отложениях формации Arietenton в Северной Германии Г. Арпом были обнаружены экземпляры, принадлежащие к этому виду (глиняный карьер в местности Веллерсен, синклиналь Маркольдендорф) (табл. II, рис. 13). По очертаниям переднего ушка и коленообразно изгибающимся радиальным ребрам у нижнего края синемюрский вид “*Avicula*” *substriata* принадлежит к роду *Otapiria* (Marwick, 1935), поэтому для тоарского вида название *Meleagrinnella substriata* является валидным.

По фотографиям нескольких экземпляров из типовой коллекции вида *Monotis substriata*, хранящейся в музее им. Г. Гольдфусса (Бонн, Германия), в качестве лектотипа вида выбран экземпляр, происходящий из местности Банц (формация *Posidonien-schiefer*, пачка *Dactylioceras-Monotis-Bed*, зона *Hildoceras bifrons*, подзона *Dactylioceras commune*) (табл. II, фиг. 2). Экземпляр, изображенный на рисунках в монографии Г. Гольдфусса (Goldfuss, 1835, p. 138, tab. CXX, figs. 7a, 7b; здесь табл. II, фиг. 1), очень похож на лектотип. Синтипы, изображенные на других рисунках в монографии Г. Гольдфусса (Goldfuss, 1835, p. 138, tab. CXX, figs. 7c, 7e, здесь табл. II, фиг. 4, 5), происходят из местности Мистельгау (формации *Posidonien-schiefer*, *Lias epsilon*) и хранятся в Музее Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie (Мюнхен, Германия) под № AS-VII-2087. Лигamentная ямка левой створки синтипа № AS-VII-2087a имеет остроугольные очертания ($ДНЛ/ДЗЛ = 0.90$) (табл. II, фиг. 4б). По этому признаку вид Г. Мюнстера относится к подроду *Meleagrinnella* (*Clathrolima*). Правая створка синтипа № AS-VII-2087б имеет тупоугольную форму заднего ушка (табл. II, фиг. 5).

Экземпляры, происходящие из пачки *Dactylioceras-Monotis-Bed* разреза Канала Людвиг в местности Дёрльбах (табл. II, фиг. 6–8) и из зоны *Dactylioceras commune* разрезов р. Астрономическая (табл. II, фиг. 9) и р. Тюннг (табл. II, фиг. 10–11), имеют тупоугольные очертания заднего ушка левой створки, S-образный изгиб заднего края, очень короткое заднее залигаментное поле. По этим признакам они относятся к виду *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*.

Фациальная приуроченность и тафономическая характеристика. На р. Тюннг экземпляры представлены целыми раковинами с двумя створками в конкрециях с ракушняками. Мелеагринеллы захоронены совместно с аммонитами, дакриомиями, лиострями, окситомами, леноцерамусами, модиолусами и танкредиями. Тип ископаемого ценоза — слабо перемещенный танатоценоз. Захоронение происходило вблизи мест обитания. На рр. Астрономическая и Сатурн раковины образуют гнездовидные ракушнниковые скопления в массивных конкрециях. Мелеагринеллы представлены разрозненными створками плохой сохранности, захоронены с аммонитами, белемнитами, астартами, энтолиумами, кукуллеями, редкими пропеамуссиумами, окситомами, лиострями, гониомиями. Тип ископаемого ценоза — перемещенный танатоценоз.

Образ жизни и условия обитания. Обитали на небольших глубинах на удалении от берега (рр. Тюннг, Астрономическая, Сатурн, Канал Людвиг). Селились колониями. Прикреплялись биссусом к водорослям и корягам. Могли образовывать “бентосные острова”, прикрепляясь к твердым частям раковин отмерших других организмов, в том числе к аммонитам (Schmidt-Rohl, Rohl, 2003). На приближенных к берегу участках (р. Вилуй, Анабарская губа) и на глубо-

Таблица II.

Фиг. 1–11. *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* (Münster, 1831).

Фиг. 1. Синтип (Goldfuss, 1835, p. 138, tab. CXX, figs. 7a, 7b), а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; формация *Posidonien-schiefer*, Банц, Германия.

Фиг. 2. Лектотип, экз. № IGPB-Goldfuss-729a/1, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; местонахождение то же.

Фиг. 3. Синтип, экз. № IGPB-Goldfuss-729a/3, ядро левой створки, вид заднего ушка и заднего крыла, $\times 7$; местонахождение то же.

Фиг. 4. Синтип, экз. № AS-VII-2087 а, а — левая створка, $\times 1$, б — вид лигаментной площадки, $\times 12$; Мистельгау, Германия.

Фиг. 5. Синтип, экз. № AS-VII-2087 б, а — правая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 2.5$; местонахождение то же.

Фиг. 6. Экз. № GZG.INV.70646, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 4$; Дёрльбах, Канал Людвиг (Ludwigskanal), Германия, формация *Posidonien-schiefer*, пачка 14 (“*Monotis-Bank*”), зона *Hildoceras bifrons* (подзона *Dactylioceras commune*).

Фиг. 7. Экз. № GZG.INV.70644, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; местонахождение то же.

Фиг. 8. Экз. № GZG.INV.70643, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; местонахождение то же.

Фиг. 9. Экз. № AC-77/1, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 4$, в — то же, вид сбоку, $\times 4$; р. Астрономическая, обн. 2, сл. 17; обр. № AC-77, стартинская свита, верхняя подсвита, нижний тоар, зона *Dactylioceras commune*.

Фиг. 10. Экз. № T-254/6, а — ядро левой створки, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; р. Тюннг, обн. 15а, обр. № 254, осыпь слоев 3–4, сунтарская свита, вторая пачка, нижний тоар.

Фиг. 11. Экз. № T-254/17, а — ядро левой створки, $\times 1$, б — то же, $\times 3$; местонахождение то же.

Фиг. 12. *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) sp., экз. № П-470-521/1, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 5$, в — вид лигаментной площадки, $\times 22$; Правобережный участок, линия 470, скв. 521, глубина 21.9 м, сунтарская свита, третья пачка, нижний тоар.

Фиг. 13. *Otapiria substriata* (Zieten), экз. GZG.INV.70639, а — ядро левой створки, $\times 1$, б — то же, $\times 5$; Веллерсен, Германия, нижний синемюр.

Таблица II

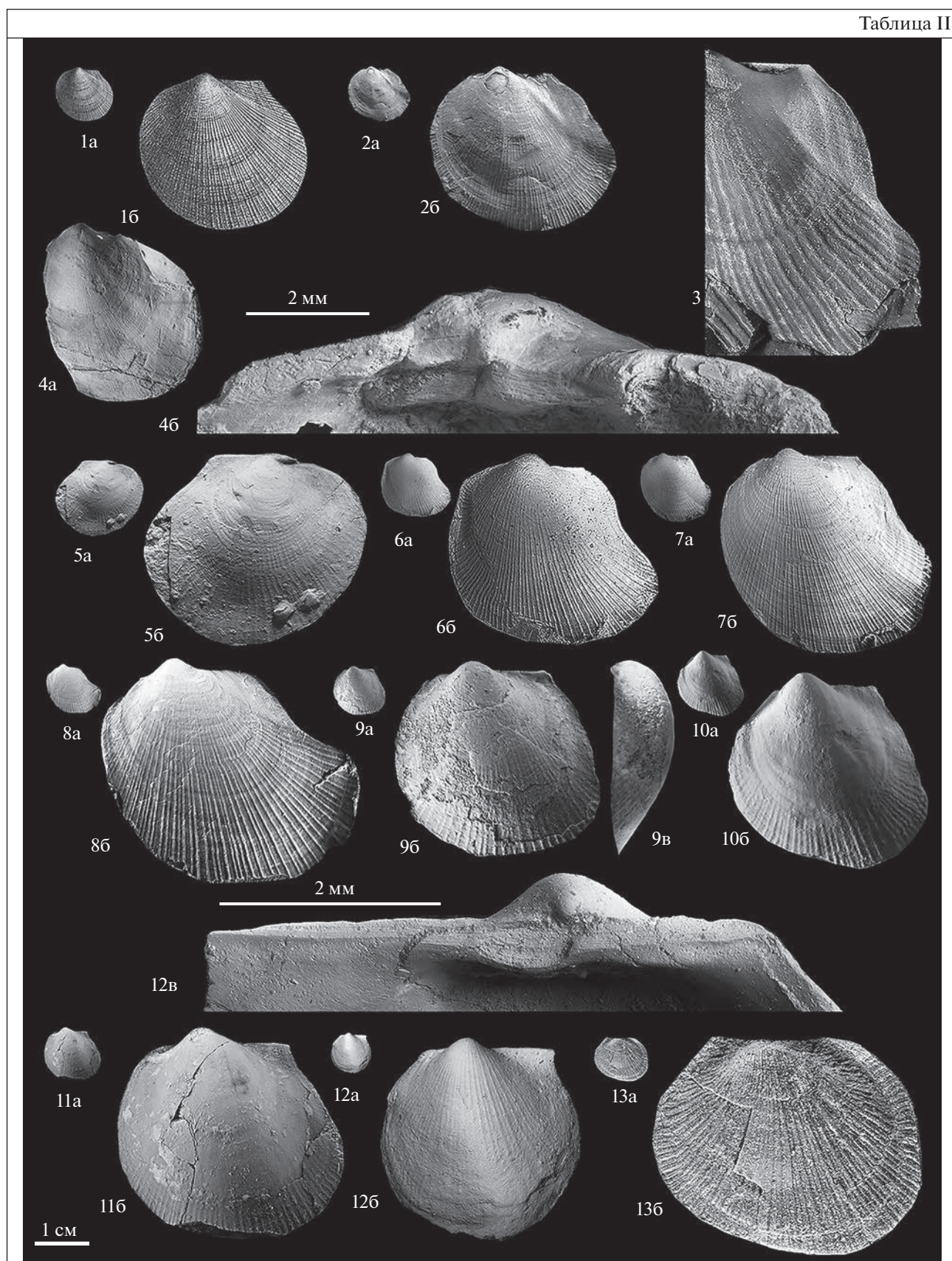


Таблица 3. Размеры, мм и отношения

Колл. №, створка	Местонахождение	Д	В	В/Д	Вн	Вн/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	ДЗЧ	ДЗЧ/В	ДЗП	ДЗП/ДЗЧ	УЗкр	Р	Р/Д	ШП/ШР	УЗУ	ШЗкр/ДЗкр	ДНП/ДЗП
Meleagrinnella (Clathrolima) substriata																			
IGRB-Goldfuss-729 а/1, лектотип, левая	Банц, Германия, формация Posidonienschiefer	11.5	10.09	0.88	—	—	4.31	0.37	7.19	0.71	3.28	0.46	34°	60	5.22	1.76	134°	0.10	—
№ AS-VII-2087a синтип, правая	Мистельгау, Германия, формация Posidonienschiefer	16.26	14.03	0.86	—	—	7.24	0.45	9.02	0.64	4.11	0.46	35°	31	1.91	2.20	131°	0.11	—
№ AS-VII-2087a синтип, левая	То же	—	32.84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.90
GZG. INV.70643, левая	Канал Людвиг, Дёрльбах, Германия, формация Posidonienschiefer, пачка 14, зона Hildoceras bifrons, подзона Dactyloceras commune	13.30	12.0	0.90	—	—	4.95	0.37	8.35	0.70	3.31	0.40	34°	46	3.46	3.22	143°	0.12	—
GZG. INV.70644, левая	То же	12.33	12.0	0.97	—	—	4.00	0.32	8.33	0.69	4.04	0.48	32°	65	5.27	3.5	144°	0.09	—
GZG.INV.70646, левая	То же	9.96	9.0	0.90	—	—	3.15	0.32	6.81	0.76	2.49	0.37	25°	65	6.53	2.13	—	0.18	—
AK-77/1, левая	р. Астрономическая обл. 2, сл. 17; зона Dactyloceras commune, стартинская свита, верхняя подевита	9.49	9.06	0.95	2.96	0.33	3.47	0.36	5.93	0.65	3.37	0.57	39°	35?	3.69	1.91	114°	0.09	—
T-254/6, левая	р. Тюнг, обл. 15а, осыпь слоев 3—4, обр. 254, зона Dactyloceras commune, сунтарская свита, вторая пачка	11.77	12.1	1.03	—	—	4.34	0.37	7.43	0.61	4.28	0.57	40°	48	4.08	2.31	100°	0.06	—
T-254/17, левая	То же	10.38	9.8	0.89	—	—	3.97	0.38	6.61	0.65	3.94	0.60	35°	58	5.59	1.87	112°	0.07	—
T-254/30, левая	То же	10.98	11.1	1.01	—	—	4.21	0.38	6.77	0.61	4.13	0.61	38°	50	4.55	2.35	—	0.08	—
Meleagrinnella (Clathrolima) sp.																			
П-470-521/1, левая	Правобережный участок, лин. 470, скв. 521, гл. 21.9 м, сунтарская свита, третья пачка	7.40	7.53	1.02	—	—	3.24	0.44	4.16	0.55	3.26	0.79	49°	30	4.05	1.17	67°	0.12	0.97

ководных площадях (Мыс Цветкова) поселения не образовывали.

Геологический возраст и географическое распространение. Нижнетюгарский подъярус, зона *Dactyloceras commune* — бореальный стандарт; зона *Hildoceras bifrons*, подзона *Dactyloceras commune* — стандарт Северо-Западной Европы.

Восточная Сибирь: рр. Тюнг, Вилуй, сунтарская свита; Анабарская губа, эренская свита. Северо-Восток России: рр. Сатурн, Астрономическая, Бродная, стартинская свита (верхняя подсвита). Южная Германия: Банц, Мистельгау, Дёрльбах, формация *Posidonienschiefer*; Англия; Шпицберген; Иран; Япония.

Подрод *Meleagrinnella* Whitfield, 1885

Meleagrinnella (Meleagrinnella) prima Lutikov sp. nov.

Табл. III, фиг. 1–12

Meleagrinnella substriata: Полевой..., 1968, с. 42, табл. 39, фиг. 1–2.

Meleagrinnella faminaestriata: Князев и др., 2003, с. 90, табл. 6, фиг. 1.

Arctotis (Praearctotis) milovae: Лутиков, Шурыгин, 2010, табл. III, фиг. 12–14 (part.); Лутиков и др., 2010, табл. I, фиг. 9, табл. II, фиг. 2.

Arctotis (Praearctotis) substriata: Лутиков, Арп, 2020, табл. I, фиг. 15–17 (part.).

На з в а н и е от лат. *prima* — первая.

Голотип — ГГМ им. В.И. Вернадского, г. Москва, экз. № МХ-237/5, р. Марха, обн. 10, слой 9, обр. № МХ-237-Б, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

М а т е р и а л. Более 700 отдельных створок, ядер с остатками раковинного слоя из разрезов рр. Астрономическая, Сатурн, Старт, Марха, Анабарской губы, Тенкеляхского участка разведочного бурения (междуречье Ханья—Тюкян).

Д и а г н о з. Раковина округлая, умеренно неравносторонняя. Заднее крыло очень широкое, сильновыгнутое в направлении заднего конца створки. Нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено ниже заднего конца створки. Заднее ушко обеих створок субпрямоугольное, с вырезом. Биссусное ушко трапециевидное, с коротким биссусным вырезом.

О п и с а н и е. Раковина от очень маленькой до маленькой. Левая створка округлая, умеренно неравносторонняя, умеренно-выпуклая. Заднее крыло левой створки очень широкое, сильновыгнутое в направлении заднего конца створки. Нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено ниже заднего конца створки. Заднее залигаментное поле левой створки короткое. Заднее ушко левой створки субпрямоугольное, с вырезом. Левая створка густоребристая. Участок между апикальными выступами переднего и заднего краев покрыт радиальными ребрами одного

порядка в количестве от 37 до 38, незакономерно распределенными по створке, с различающимися по ширине межреберными промежутками. На заднем крыле количество радиальных ребер более 12. На переднем крыле количество радиальных ребер более 10. На ядре левой створки в области макушки, вблизи переднего и заднего краев ребра слабо выражены. На некоторых экземплярах в межреберных промежутках есть ребра второго порядка, отличающиеся по степени выраженности от ребер первого порядка. Межреберные промежутки по нижнему краю узкие. Правая створка низкая, неравносторонняя. Заднее залигаментное поле правой створки очень длинное. Заднее ушко правой створки остроугольное. Заднее крыло очень широкое, сильновыгнутое в направлении заднего конца створки. Правая створка умеренно-ребристая.

Размеры, мм и отношения. См. табл. 4.

Индивидуальная изменчивость. Размеры раковины от очень маленьких (менее 10 мм) до маленьких (до 30 мм). Контур левой створки варьирует от очень низкого до высокого. Симметрия левых створок изменяется от неравносторонней до умеренно неравносторонней. Заднее залигаментное поле левой створки варьирует от очень короткого до длинного. Плотность ребристости левой створки изменяется от часторебристой до густоребристой.

С р а в н е н и е. От *Meleagrinnella (Clathrolima) substriata* (Münster) из зоны *Hildoceras bifrons* (подзона *Dactyloceras commune*) отличается субпрямоугольным задним ушком и вырезом под задним ушком.

З а м е ч а н и я. Мелеагринеллы, выделенные в новый вид, ранее О.А. Лутиковым относились к виду *Arctotis (Praearctotis) milovae* (Okuneva) (Лутиков, Шурыгин, 2010; Лутиков, 2021). Очень маленькие размеры (до 10 мм), субпрямоугольное заднее ушко и густая ребристость сближают представителей нового вида из зоны *Zugodactylites braunianus* (р. Марха, Анабарская губа) с видом *Meleagrinnella milovae* из верхнего тоара Восточного Забайкалья (Окунева, 2002, с. 379, табл. СХХIV, фиг. 15–18). В 2022 г. О.А. Лутиковым была переизучена типовая коллекция Т.М. Окуневой, хранящаяся в ЦНИГР музее им. Ф.Г. Чернышева (Санкт-Петербург), с использованием новой системы градации признаков. Левые створки у представителей дальневосточной популяции характеризуются менее выгнутым задним крылом, нижнее окончание заднего крыла левой створки расположено выше заднего конца створки (табл. III, фиг. 14). Точную родовую принадлежность таксона установить невозможно ввиду плохой сохранности ископаемого материала. Типовая выборка представлена ракушняком, состоящим из разрозненных очень маленьких створок плохой сохранности примерно одного размера (табл. III,

фиг. 15). С учетом данных по существованию протяженного участка суши, разделявшего в тоарском веке восточносибирские и дальневосточные моря (Девятков и др., 2011), можно предположить, что популяция из бассейна р. Газимур была изолирована и относится к самостоятельному виду. Эта локальная популяция занимает в разрезе стратиграфический уровень выше, чем слои с *Pseudolioceras rosenkrantzi*, и может относиться к виду *Arctotis (Praearctotis) marchaensis* (Petrova), но это предположение требует проверки и дополнительных сборов.

У представителей описываемого таксона в выборке из третьей пачки сунтарской свиты (р. Марха, Тенкеляхский участок) форма лигаментной ямки на ювенильной стадии — широкоугольная (ДНЛ/ДЗЛ более 1.5) (табл. III, фиг. 9, 10). По этому признаку эта филетическая группа не относится к подроду *Paemeleagrinnella*, имеющему прямоугольную форму лигаментной ямки на ювенильной стадии (ДНЛ/ДЗЛ менее 1.5). Микроскульптура остракума в нижней части правой створки представлена в основном четырехугольными призмами, которые расположены параллельно радиальным ребрам от макушки в направлении нижнего края (табл. IV, фиг. 9). У представителей *Arctotis (Praearctotis) marchaensis* в выборке из четвертой пачки сунтарской свиты остракум правых створок характеризуется шестиугольными призмами, расположенными неупорядоченно (табл. IV,

фиг. 5в). По этому признаку обе популяции принадлежат к разным надвидовым группам. Популяции с тупоугольной лигаментной ямкой на ювенильной стадии из зоны *Zugodactylites braunianus* относятся к *Meleagrinnella s.str.*, а популяции из зоны *Pseudolioceras wuerttenbergeri* относятся к подроду *Arctotis (Praearctotis) Lutikov et Schurygin*.

На Северо-Востоке России (рр. Мунугуджак, Старт) в зоне *Pseudolioceras compactile* встречаются мелеагринеллы, близкие по морфологии к описываемому виду, но отличающиеся крупными размерами (до 30 мм в высоту) (Полевой..., 1968, табл. 39, фиг. 1–2; здесь табл. III, фиг. 12, 13). С учетом более высокого стратиграфического положения и размеров эти экземпляры отнесены к *Meleagrinnella (Meleagrinnella) aff. prima sp. nov.*

Фацциальная приуроченность и тафономическая характеристика. На р. Марха и в Анабарской губе раковины образуют ракушняковые скопления. Раковины не сортированы, но радиальные ребра имеют следы потертости. Мелеагринеллы встречаются совместно с аммонитами, дакриомиями, лиострями, окситомами, леноцерамусами, модиолусами и танкредиями. Тип ископаемого ценоза — слабо перемещенный танатоценоз. Захоронение происходило вблизи места обитания. На рр. Астрономическая и Сатурн раковины образуют гнездовидные ракушняковые скопления в массивных конкрециях. Разрознен-

Таблица III.

Фиг. 1–11. *Meleagrinnella (Meleagrinnella) prima* Lutikov sp. nov.

Фиг. 1. Голотип, экз. № МХ-237/5, а — левая створка, ×1, б — то же, ×4; Марха, обн. 10, слой 9, обр. № МХ-237-Б, сунтарская свита, третья пачка, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 2. Экз. № МХ-237/4, а — левая створка, ×1, б — то же, ×4; местонахождение то же.

Фиг. 3. Экз. № МХ-237/3, а — левая створка, ×1, б — то же, ×4; местонахождение то же.

Фиг. 4. Экз. № МХ-309/17, а — ядро левой створки с внешним отпечатком правой створки, ×1, б — то же, ×4; Марха, обн. 8, слой 7, обр. № МХ-309, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 5. Экз. № МХ-229/1, а — левая створка, ×1, б — то же, ×3, в — вид заднего крыла левой створки, ×7; Марха, обн. 6, слой 3, обр. № МХ-229, сунтарская свита, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 6. Экз. № АГ-103/4, а — левая створка, ×1, б — то же, ×4; Анабарская губа, западный берег, обн. 5, слой 76, обр. № АГ-103, эренская свита, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 7. Экз. № ТХ-1/3, а — левая створка, ×1, б — то же, ×5; в — то же, вид сбоку со стороны переднего края, ×5, нижний тоар, третья пачка сунтарской свиты, Тенкеляхский участок, линия 1060, скв. 350, глуб. 31 м.

Фиг. 8. Экз. № ТХ-1/1, а — правая створка, ×1, б — то же, ×5; местонахождение то же.

Фиг. 9. Экз. № АГ-103/1, лигаментный блок левой створки ювенильной особи (широкоугольный тип лигаментной ямки), ×40; Анабарская губа, западный берег, обн. 5, эренская свита, слой 76, обр. № АГ-103, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 10. № ТХ-1/10, лигаментный блок левой створки юношеской особи (сужающийся вид онтогенеза), ×30; Тенкеляхский участок, линия 1060, скв. 350, глуб. 31 м, обр. № ТХ-1, нижний тоар, сунтарская свита, третья пачка.

Фиг. 11. Экз. № АГ-103/2, лигаментный блок левой створки взрослой особи, ×11.0, Анабарская губа, западный берег, обн. 5, эренская свита, слой 76, нижний тоар, зона *Zugodactylites braunianus*.

Фиг. 12, 13. *Meleagrinnella (Meleagrinnella) aff. prima* Lutikov sp. nov.

Фиг. 12. Экз. № 24/12566, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Г. Чернышева (Санкт-Петербург), левая створка, ×1; р. Мунугуджак, сборы Б.А. Сняtkова, Ю.С. Репина, верхний тоар.

Фиг. 13. Экз. № Ст-1/1, а — ядро левой створки, б — то же, ×2.5; в — вид ядра левой створки сбоку, ×2.5; р. Старт, старгинская свита, верхняя подсвита, осыпь слоя 2, обнажение 5, зона *Pseudolioceras compactile*.

Фиг. 14, 15. *Meleagrinnella (Meleagrinnella?) milovae* Okuneva, 2002.

Фиг. 14. Экз. № 44/12919, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Г. Чернышева (Санкт-Петербург), а — отпечаток левой створки, ×1; б — то же, ×4; бассейн р. Газимур, пядь Большая Кулинда, сборы Т.М. Окуневой, верхний тоар, слои с *Meleagrinnella milovae*.

Фиг. 15. Экз. № 46/12919, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Г. Чернышева (Санкт-Петербург), ракушняковое скопление ядер левых и правых створок; местонахождение то же.

Таблица III

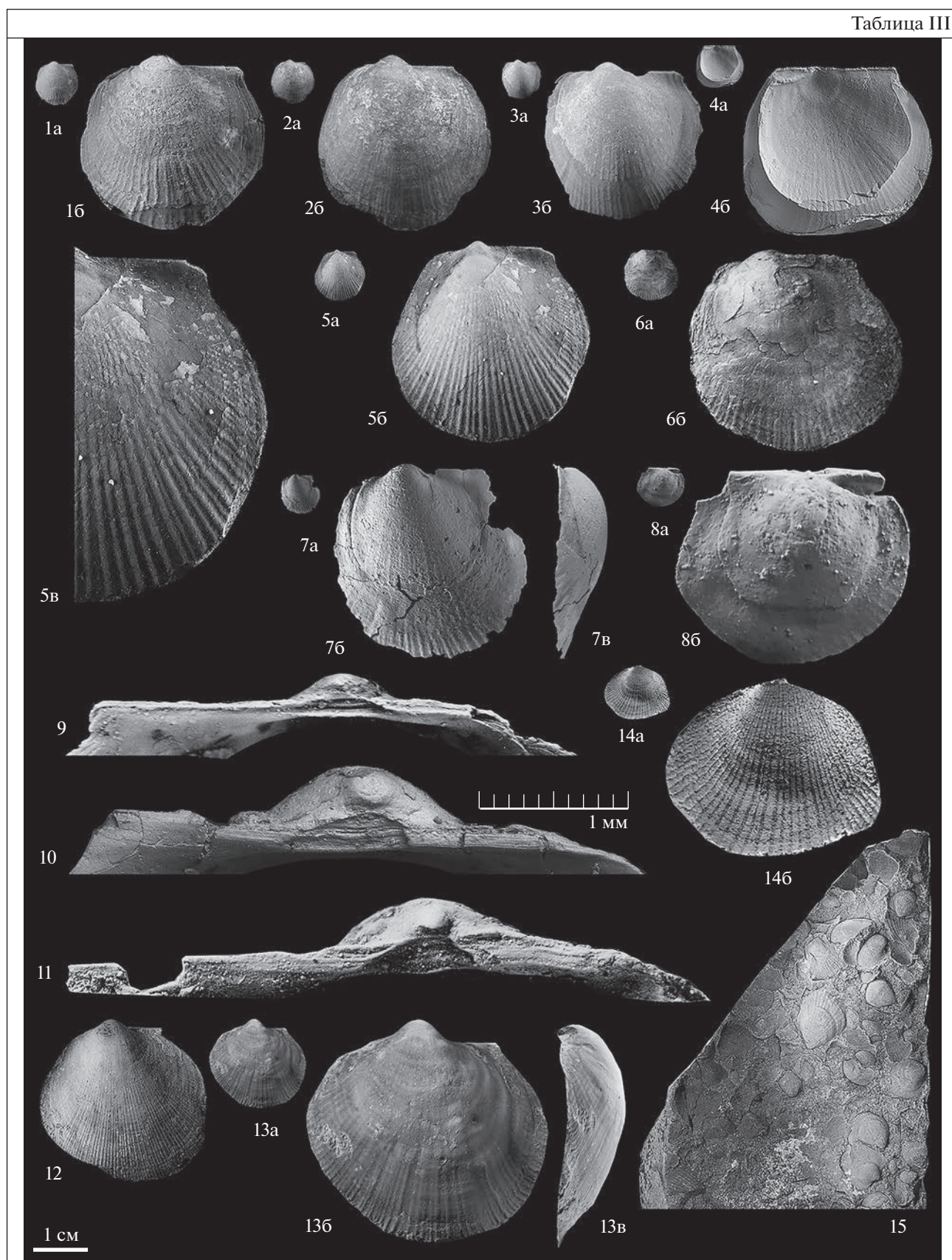


Таблица 4. Размеры, мм и отношения

Колл. №, створка	Местонахождение	Д	В	В/Д	Впс/ Впс	Вп	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	ДЗЧ	ДЗЧ/В	ДЗП	ДЗП/ДЗЧ	УЗкр	Р	Р/Д	ШП/ШР	УЗУ	ШЗкр/ДЗкр	ДНЛ/ДЗЛ
Meleagrinnella (Meleagrinnella) prima																				
МХ-237/5, голотип, левая	р. Марха, обн. 10, слой 9, обр. № МХ-237-Б, сунтарская свита, нижний тоар, зона Zugodactylites braunianus	7.89	8.1	1.03	—	—	—	3.42	0.43	4.47	0.55	3.56	0.78	56°	37?	4.69	2.00	90°	0.16	—
МХ-237/4, левая	То же	8.00	8.1	1.01	—	—	—	3.49	0.44	4.51	0.56	3.03?	0.67?	—	—	—	—	—	0.24	—
МХ-237/3, левая	То же	7.38	7.3	0.99	—	—	—	2.96	0.40	4.42	0.61	3.51	0.79	—	—	—	—	—	—	—
М-309/16, левая	р. Марха, обн. 8, слой 7, сунтарская свита, нижний тоар, зона Zugodactylites braunianus	8.84	8.80	1.00	—	2.55	0.29	3.42	0.38	5.42	0.62	3.49	0.64	52°	38	4.27	1.68	—	0.17	—
М-309/17, левая правая	То же	8.68 7.00	7.80 6.72	0.90 0.96	0.86	—	—	3.58 2.81	0.41 0.40	5.10 4.19	0.65 0.62	3.48 3.48	0.68 0.83	50° 50°	— 19	— 2.71	—	—	0.17 0.19	—
МХ-229/19, левая	Марха, обн. 6, слой 3, обр. № МХ-229, сунтарская свита нижний тоар, зона Zugodactylites monestieri	9.37	9.4	1.00	—	—	—	3.92	0.42	5.45	0.58	3.49	0.64	49°	38	4.06	2.00	—	0.16	—
АГ-103/4, левая	Анабарская губа, западный берег, эренская свита, обн. 5, слой 76; зона Zugodactylites braunianus	9.93	9.30	0.94	—	2.67	0.29	3.66	0.37	6.22	0.67	4.04	0.65	—	—	—	1.95	—	—	—
АГ-103/2, левая	То же, юношеская стадия, взрослая стадия	—	9.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.451. 55
АГ-103/1, левая	То же ювенильная стадия	—	2.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.87
ТХ-1/3, левая	Тенкеляхский участок, линия 1060, скв. 350, глуб. 31 м; нижний тоар, сунтарская свита	7.21	7.20	0.99	—	—	—	2.75	0.38	4.52	0.63	3.01	0.67	—	—	—	1.58	—	—	—
ТХ-1/1, правая	То же	8.83	7.20	0.81	—	1.86	0.21	3.62	0.40	5.21	0.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ТХ-1/10, левая	То же, ювенильная стадия, юношеская стадия	3.10	2.50	0.80	—	—	—	1.26	0.41	1.84	0.74	0.93	0.51	—	—	—	—	—	—	1.70 1.43
Meleagrinnella (Meleagrinnella) aff. prima																				
Ст-1/1, левая	р. Старт, обн. 5, стартинская свита, осьпель слоя 2, зона Pseudoliosceras compactile	17.77	16.5	0.93	—	5.08	0.31	8.30	0.47	9.47	0.57	5.67	0.60	53°	56	3.15	1.81	—	0.17	—

ные створки плохой сохранности захоронены с аммонитами, белемнитами, астартами, энтолиумами, кукуллеями, пропеамуссиумами, окситомами, лиостреями, гониомиями. Тип ископаемого ценоза — перемещенный танатоценоз. В междуречье Ханья—Тюкян (Тенкеляхский участок) раковины образуют ракушняковые скопления из целых раковин и отдельных створок хорошей сохранности, представлены как взрослыми, так и ювенильными особями. Захоронение происходило на месте обитания. Тип ископаемого ценоза — автохтонный танатоценоз.

Образ жизни и условия обитания. Обитали на мелкопесчаных грунтах, на небольших глубинах вблизи берега. Прикреплялись биссусом к твердому субстрату. Селились колониями.

Геологический возраст и географическое распространение. Восточная Сибирь, Анабарская губа, р. Марха, междуречье Ханья—Тюкян. Северо-Восток России, рр. Астрономическая, Сатурн, Старт; нижний тоар, зоны *Zugodactylites braunianus*, *Pseudolioceras compactile*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основе ранее предложенной методики изучения морфогенеза замочных структур у двустворчатых моллюсков семейства *Oxymatidae* Ichikawa, 1958 (Лутиков и др., 2010) осуществлена ревизия представителей *Meleagrinnella* из тоара России и Германии. Предложенная классификация основана на наборе взвешенных признаков. Для распределения таксонов по группам за основное звено развития были приняты изменения относительного положения краев лигаментной ямки, определяющих ее форму. Общей закономерностью онтогенезов лигаментной ямки юрских окситомид является резкое изменение формы, которое случалось дважды, иногда трижды по мере увеличения лигаментного блока у раковины моллюска. По первым трем точкам излома переднего края выделены три стадии состояния лигаментного блока, условно сопоставляемые с тремя возрастными периодами развития организмов — ювенильным, юношеским и взрослым. Тип лигаментной ямки определялся относительным положением всех ее сторон в исходном состоянии, которое наблюдалось у самых мелких раковин (менее 3 мм) или у взрослых раковин (менее 10 мм) вблизи продисоконха. В зависимости от угла наклона переднего края лигаментной ямки к ее нижнему краю, форма лигаментной ямки у окситомид может меняться в онтогенезе и становиться клиновидной, остроугольной, субпрямоугольной, широкоугольной или субсимметричной. Путем измерения отношения длины нижнего края ямки к длине проекции заднего края ямки (ДНЛ/ДЗЛ) была проведена количественная оценка этого признака. Проведен-

ные замеры ДНЛ/ДЗЛ лигаментной ямки на трех стадиях состояния лигаментного блока в выборках из разных стратиграфических уровней позволили установить отличия плинсбахских *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) от тоарских *Meleagrinnella* s.str.

Эволюция онтогенезов лигаментной ямки плинсбах-тоарских *Meleagrinnella* и *Arctotis* принята за основу реконструкции филогенеза окситомид в раннем тоаре (рис. 6). В качестве исходной формы в ряду преемственных филогенетических таксонов рассматривался вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta* (Dumortier) из верхней зоны плинсбаха Франции (табл. I, фиг. 1). К этому таксону ранее были отнесены мелкие мелеагринеллы, распространенные в терминальных слоях верхнеплинсбахских толщ Восточной Сибири (Восточный Таймыр, Анабарская губа, р. Келимйар) (Лутиков и др., 2022). Для оценки начального состояния лигаментного блока в плинсбах-тоарской хроноклине была исследована небольшая выборка (около 20 экземпляров) из керна скважины в районе междуречья Марха—Вилуй (Правобережный участок бурения). Выборка происходит из тюнгской свиты. Измерения проводились по двум левым створкам, имевшим наибольшие различия в строении лигаментного блока (табл. I, фиг. 2—3). Форма лигаментной ямки у обоих экземпляров на ювенильной стадии до первого перелома в онтогенезе широкоугольная. Отношение ДНЛ/ДЗЛ на ювенильной стадии у обеих раковин варьирует от 1.35 до 1.44.

Форма лигаментной ямки на второй (юношеской) стадии изменяется — передний край ямки коленообразно изгибается, а его нижнее окончание перемещается в направлении заднего края. При этом задний край ямки остается прямым, как на ювенильной стадии, и удлиняется в направлении заднего края раковины. Отношение ДНЛ/ДЗЛ у обеих раковин на юношеской стадии колеблется от 1.15 до 1.22, что свидетельствует о сужении ямки. Уменьшение относительной длины нижнего края лигаментной ямки придает ей слабоскошенный вид. Нижний край лигаментной ямки у обоих экземпляров прямой, на псевдосвязочной площадке левой створки вблизи переднего края лигаментной ямки развит эллипсоидальный протуберанец, лигаментная площадка левой створки лежит в плоскости смыкания створок. По этим признакам локальная популяция относится к подроду *Praemeleagrinnella*. Форма лигаментной ямки на взрослой стадии онтогенеза в выборке имеет две вариации. У одного экземпляра передний лигаментный желобок изгибается по направлению к заднему краю и образует с нижним краем лигаментной площадки тупой угол (табл. I, фиг. 3а). Уменьшение длины нижнего края лигаментной ямки по отношению к длине проекции заднего края лигаментной ямки на второй и третьей стадиях состояния этого признака

определяют “скошенно-сужающийся” подвид онтогенеза лигаментной ямки. У второго экземпляра передний лигаментный желобок изгибается по направлению к переднему концу раковины и образует с нижним краем лигаментной площадки острый угол (табл. I, фиг. 3в). Уменьшение длины нижнего края лигаментной ямки по отношению к длине проекции заднего края лигаментной ямки на второй стадии и увеличение длины нижнего края лигаментной ямки по отношению к длине проекции заднего края лигаментной ямки на третьей стадии состояния этого признака определяют “скошенно-расширяющийся” подвид онтогенеза лигаментного блока.

Наиболее ранним представителем рода *Meleagrinnella* в тоаре является вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti*, появившийся в фазе *Dactylioceras tenuicostatum* (= *Tiltoniceras antiquum*). Обоснованием присутствия этого вида в нижней зоне тоара являются совместные его находки с аммонитом *Tiltoniceras* sp. ind. (табл. IV, фиг. 6) в основании курунской пачки на р. Келимьяр. Присутствие возрастных аналогов нижней зоны тоара на р. Келимьяр предполагалось ранее (Никитенко, 2009; Девятков и др., 2010). Находка представителя рода *Tiltoniceras* впервые доказывает присутствие зоны *Tiltoniceras antiquum* в Восточной Сибири. Вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* широко распространен во второй зоне нижнего тоара. На р. Келимьяр этот таксон встречен совместно с *Harpoceras exaratum* (Young et Bird), *Harpoceras falciferum* (Sowerby) (Князев и др., 1984, 2003). В разрезе Канала Людвиг с этим видом встречены аммониты *Cleviceras elegans* (Sowerby), *Cleviceras* cf. *exaratum* (Young et Bird), *Phylloceras heterophyllum* (Sowerby), *Harpoceras serpentinum* (Schlotheim), “*Peronoceras*” *desplacei* (d’Orbigny), *Nodicoeloceras crassoides* (Simpson), *Dactylioceras semiannulatum* Howarth, *Dactylioceras anguinum* (Reinecke) (Arp et al., 2021).

Вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* отличается от *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta* выгнутым задним крылом левой створки. Закрепление этого фена естественным отбором

происходило в локальных популяциях на территории Восточной Сибири, Северо-Востока России, Германии, Англии и Канады в фазе *Harpoceras serpentinum* (= *Harpoceras falciferum*). В условиях дефицита кислорода в придонных водах вид, вероятно, вел псевдопланктонный образ жизни, прикрепляясь к плавающим водорослям или раковинам живых аммонитов. Биозона вида охватывает аммонитовые зоны *Dactylioceras tenuicostatum* и *Harpoceras serpentinum* суббореальной шкалы (Page, 2003) и одновозрастные зоны *Tiltoniceras antiquum* и *Harpoceras falciferum* бореальной шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011).

Вторым в тоарской последовательности является вид *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*, появившийся в фазе *Hildoceras bifrons* (= *Dactylioceras commune*). На р. Тюнг с этим видом встречены аммониты *Dactylioceras commune* (Sowerby), *D. crassifactum* (Simpson), *D. athleticum* (Simpson), *D. suntarense* Krimholz, *D. amplum* A. Dagis, *Catacoeloceras crassum* (Young et Bird) (Князев и др., 2003). На р. Астрономическая и на Шпицбергене этот вид найден совместно с аммонитами *Dactylioceras commune* (Sowerby), *Dactylioceras kopiki* Rogov (Князев и др., 2003; Rogov, Lutikov, 2022). В разрезе Канала Людвиг (Дёрльбах, Германия) вид встречен с аммонитами *Dactylioceras commune* (Sowerby), *Dactylioceras athleticum* (Simpson), *Hildoceras* cf. *lusitanicum* Meister (Arp et al., 2021). Этот таксон отличается от *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* тупоугольным ушком и S-образным задним крылом. Закрепление этого фена естественным отбором происходило в локальных популяциях на территории Восточной Сибири, Северо-Востока России, Шпицбергена и Германии в фазе *Hildoceras bifrons* (= *Dactylioceras commune*). Единственный крупный экземпляр (около 32 мм) с сохранившимся лигаментным блоком из типовой выборки Г. Мюнстера характеризуется остроугольными очертаниями лигаментной ямки на взрослой стадии (ДНЛ/ДЗЛ = 0.90) и наличием протуберанца (табл. III, фиг. 4б). По этим признакам этот вид принадлежит к подроду *Clathrolima*. К

Таблица IV. Фиг. 1–3. *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta* (Dumortier, 1869).

Фиг. 1. Синтип, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 5$ (Dumortier, 1869, pl. XXXV, fig. 5), верхний плинсбах, Живерди, Бургундия, Франция.

Фиг. 2. Экз. № Пр-21п/23, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 5$, в — лигаментная площадка, $\times 20$; Правобережная площадь, линия 524, скв. 546.5, глуб. 18.6 м, тюнгская свита, верхний плинсбах.

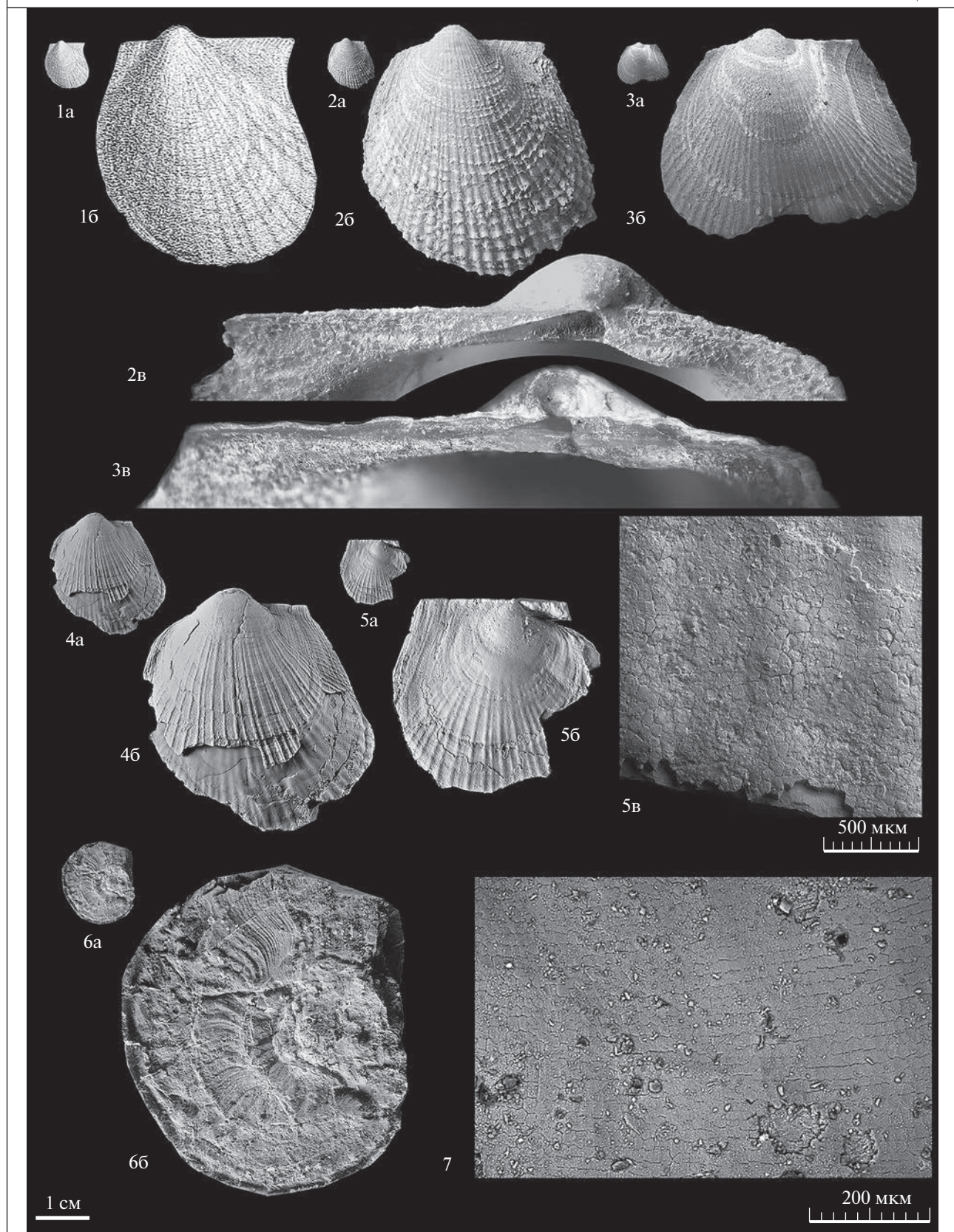
Фиг. 3. Экз. № Пр-21п/26, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 5$, в — лигаментная площадка, $\times 20$; местонахождение то же. Фиг. 4, 5. *Arctotis* (*Praearctotis*) *marchaensis* (Petrova, 1947). Фиг. 4. Экз. № ТХ-1/5, а — левая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 2$; Тенкеляхский участок, линия 1080, скв. 350, гл. 35 м, обр. 1, сунтарская свита, четвертая пачка, верхний тоар.

Фиг. 5. Экз. № ТХ-1/1, а — правая створка, $\times 1$, б — то же, $\times 3$, в — часть поверхности призматического слоя, длина масштабного отрезка 0.5 мм; местонахождение то же.

Фиг. 6. *Tiltoniceras* sp. ind., экз. № К-1097/А, а — сдавленный экземпляр, $\times 1$, б — то же, $\times 4$; р. Келимьяр, обн. 16, сл. 3, уровень 1.0 м, обр. № 1097, келимьярская свита, курунская подсвита, нижний тоар, зона *Tiltoniceras antiquum*.

Фиг. 7. *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* Lutikov sp. nov., экз. № МХ-237/10, часть поверхности призматического слоя правой створки, длина масштабного отрезка 0.2 мм; р. Марха, обн. 10, слой 9, обр. 237-Б, сунтарская свита, третья пачка, нижний тоар.

Таблица IV



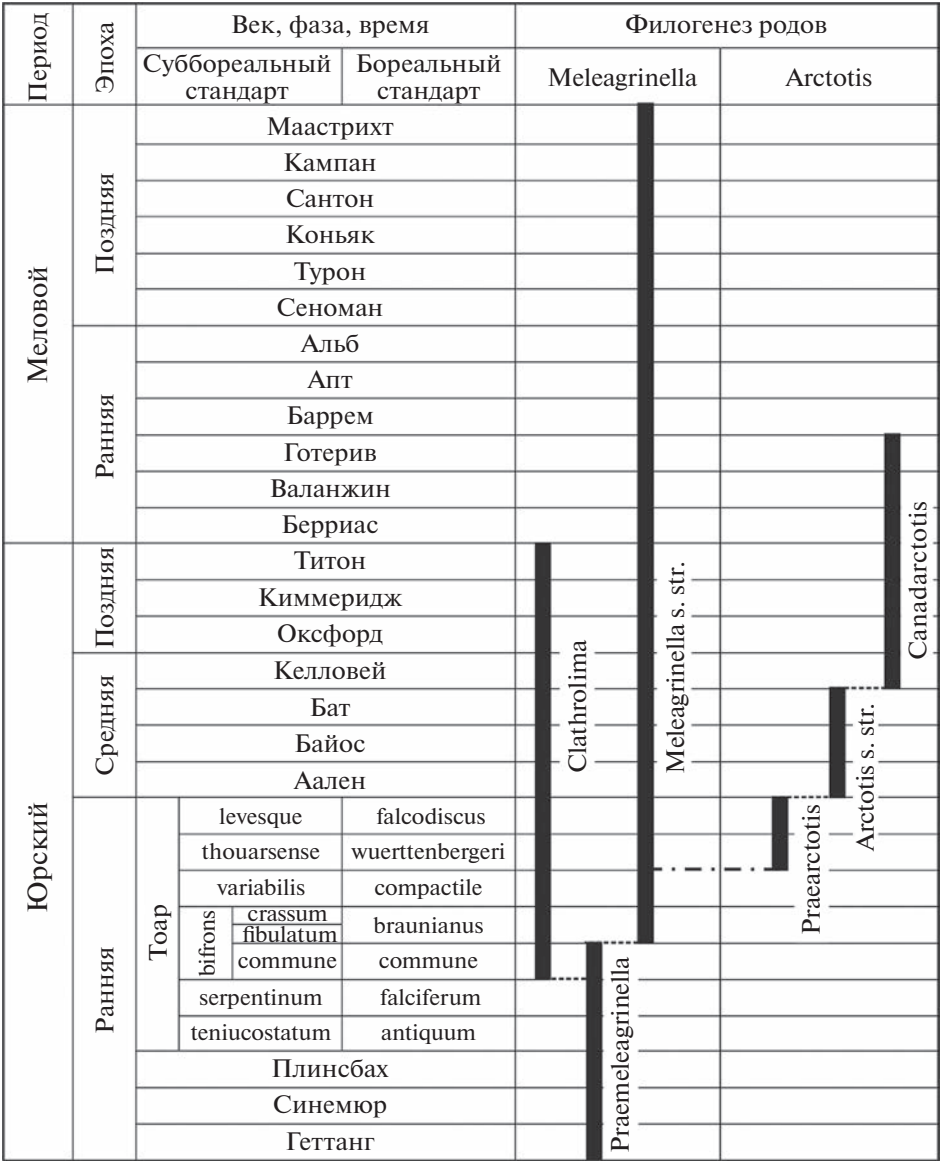


Рис. 6. Реконструкция филогенеза родов *Meleagrinnella* и *Arctotis*. Широкиими вертикальными линиями обозначен стратиграфический диапазон подродов, штриховыми линиями показаны родственные связи между подродами, штрих-пунктирной линией – между родами.

виду относятся мелеагринеллы, распространенные в верхней подсвите стартинской свиты (р. Астрономическая; зона *Dactylioceras commune*), во второй пачке сунтарской свиты (рр. Тюнг, Марха; зона *Dactylioceras commune*) и в нижней части эренской свиты (Анабарская губа; зона *Dactylioceras commune*). Биозона *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* охватывает нижнюю часть зоны *Hildoceras bifrons* (подзона *Dactylioceras commune*) суббореального стандарта и зону *Dactylioceras commune* (= *Harpoceras subplanatum*) бореального стандарта.

Третьим в тоарской последовательности является вид *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima*, появившийся в фазе *Zugodactylites braunianus*. На

р. Марха с этим видом встречаются аммониты *Zugodactylites braunianus*, *Catacoeloceras crassum* (Князев и др., 2003), на Анабарской губе – аммониты *Zugodactylites braunianus* (d'Orbigny), *Pseudolioceras lythense* (Young et Bird).

На рр. Астрономическая и Сатурн с этим видом встречаются аммониты *Zugodactylites braunianus*, *Pseudolioceras lythense*, *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *Poroceras vortex* (Simpson), *Collina gemma* Bonarelli, *Catacoeloceras confectum* (Buckman) (Князев и др., 2003). Этот таксон отличается от *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* сильновыгнутым задним крылом, нижнее окончание которого расположено ниже заднего конца левой створки. Закрепление этого фена естественным

отбором происходило в локальных популяциях на территории Восточной Сибири и Северо-Востока России в фазе *Zugodactylites braunianus*. Для количественной оценки состояний лигаментного блока у этого таксона были исследованы две выборки в образцах из обнажений западного берега Анабарской губы (около 20 экземпляров) и из керн скважин в междуречье Тюкян–Марха (Тенкеляхский участок) (около 20 экземпляров). Выборка из обнажения западного берега Анабарской губы из эренской свиты, выборка из керн скважины Тенкеляхского участка происходят из сунтарской свиты. Измерения отношения ДНЛ/ДЗЛ на ювенильной стадии проводились по двум левым створкам, имеющим ширину менее 3 мм, с сохранившимися лигаментными площадками. Оба экземпляра на ювенильной стадии характеризуются субсимметричной лигаментной ямкой. У анабарского экземпляра отношение ДНЛ/ДЗЛ = 1.87 (табл. III, фиг. 9). У тенкеляхского экземпляра отношение ДНЛ/ДЗЛ = 1.70 (табл. III, фиг. 10). Отсутствие протуберанца и субсимметричная форма лигаментной ямки на ювенильной стадии характерны для подрода *Meleagrinnella* s.str. Форма лигаментной ямки у тенкеляхского экземпляра на второй (юношеской) стадии перелома онтогенеза широкоугольная (ДНЛ/ДЗЛ = 1.43). Уменьшение относительной длины нижнего края лигаментной ямки на юношеской стадии свидетельствует о ее сужении, как и у *Praemeleagrinnella*. У крупного (около 10 мм) анабарского экземпляра форма лигаментной ямки на второй стадии перелома онтогенеза также широкоугольная (ДНЛ/ДЗЛ = 1.45), а на третьей (взрослой) стадии – субсимметричная (ДНЛ/ДЗЛ = 1.55) (табл. III, фиг. 11). Увеличение относительной длины нижнего края лигаментной ямки свидетельствует о ее расширении на взрослой стадии. Эта особенность присутствовала у всех тенкеляхских экземпляров. К этому таксону относятся мелеагринеллы, распространенные в верхней подсвите стартинской свиты (рр. Астрономическая, Сатурн), в третьей пачке сунтарской свиты (р. Марха, Тенкеляхский участок), в верхней части эренской свиты (Анабарская губа). В Европе этот таксон достоверно не установлен.

Биозона *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* охватывает аммонитовые зоны *Zugodactylites monestieri* (= *Pseudolioceras lythense*) и *Pseudolioceras compactile* бореальной шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011). Одновременно с *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* в параллельной филетической линии образовался вид *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *sp.* Этот таксон встречается в третьей пачке сунтарской свиты (Правобережный участок). Единственный экземпляр с сохранившимся лигаментным блоком из типовой выборки характеризуется остроугольными очертаниями лигаментной ямки на взрослой ста-

дии (ДНЛ/ДЗЛ = 0.97) и наличием плохо выраженного эллипсоидального протуберанца.

Сменяющие друг друга в последовательных слоях тоара таксоны демонстрируют разнонаправленное изменение формы лигаментной ямки. В ряду *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta*–*Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti*–*Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*–*Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *sp.* изменения формы лигаментной ямки происходили в направлении образования у нее остроугольной формы. У взрослых особей в этой хроноклине значение отношения длины нижнего края лигаментной ямки к длине проекции заднего края лигаментной ямки уменьшается от 1.10 до 0.90. Скошенная раковина и остроугольная лигаментная ямка, характерные для *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*, являются адаптациями к биссусному способу прикрепления к гибким, возвышающимся над дном субстратам (преимущественно водорослям). Эти приспособления, вероятно, были конкурентно оправданы при обитании в условиях активного гидродинамического режима и были закреплены естественным отбором в начале фазы *Hildoceras bifrons* с образованием подрода *Clathrolima*.

В ряду в *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta*–*Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti*–*Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* изменения формы лигаментной ямки происходили в направлении расширения в длину и затем расширения в ширину у *Arctotis* (*Praearctotis*) *marchaensis*. У взрослых особей в этой хроноклине значение отношения длины нижнего края лигаментной ямки к длине проекции заднего края лигаментной ямки (ДНЛ/ДЗЛ) увеличивалось от 1.10 до 1.62.

“Скошенно-расширяющийся” подвид онтогенеза лигаментной ямки, возникший уже в конце плинсбахского века у предковой группы *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) *deleta*, мог являться мутацией (табл. IV, фиг. 3в). Изменение в направлении расширения площади лигаментной ямки, необходимое для усиления волокнистой связки, было эффективной адаптацией для обитания в приближенных к берегу мелководно-морских обстановках с повышенной гидродинамикой, что было закреплено естественным отбором в фазе *Zugodactylites braunianus*. Триггером появления первых *Meleagrinnella* s.str. стал результат разрастания в ширину внутренней связки. Округлая форма и слабовыраженная скульптура верхней примакушечной части правой створки у *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* и *Arctotis* (*Praearctotis*) *marchaensis* свидетельствуют о близком прилегании раковин к субстрату (табл. III, фиг. 8; табл. IV, фиг. 5).

Если предположить, что предковым видом для *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* был вид *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*, то морфогенез ли-

гаментной ямки происходил бы в направлении расширения относительно оси створки скачкообразно. Значение отношения длины нижнего края лигаментной ямки к длине проекции заднего края лигаментной ямки (ДНЛ/ДЗЛ) увеличивалось от 0.95 до 1.62. В этом случае приходится признать салтационный механизм возникновения *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* от предкового вида *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*. Процесс надвидовой перестройки в подобном случае должен был проходить довольно быстро в пределах одной аммонитовой фазы.

Более вероятным представляется происхождение *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* от таксона, относящегося к подроду *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*) (рис. 6). Предположительно это был вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *aff. golberti*, находки которого встречены с аммонитами *Harpoceras falciferum* (Sowerby) на р. Бродная (Князев и др., 2003). Однако нахождение этого таксона в зоне *Dactylioceras commune* достоверно не установлено. В этом случае дивергенция, вероятно, случилась либо в фазе *Harpoceras falciferum*, либо в фазе *Zugodactylites braunianus* (= *Peronoceras fibulatum* – *Catacoeloceras crassum*).

Эволюция окситомид в условиях мелководных морей Восточной Сибири происходила в направлении расширения лигаментной ямки. Эволюция окситомид в условиях более глубоких морей Южной Германии происходила в направлении сужения лигаментной ямки. При этом сценарии обе филетические линии – *Clathrolima* и *Meleagrinnella* s.str., отходящие от общего предкового ствола *Praemeleagrinnella*, в тоаре эволюционировали параллельно. В пользу этого варианта филогении свидетельствуют находки мелеагринелл со смешанными признаками в верхней части сунтарской свиты Правобережного участка (табл. III, фиг. 12). У вида *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) sp. устройство лигаментного блока соответствует *Meleagrinnella* (*Clathrolima*), все остальные наружные признаки, включая видоспецифические – вырез под задним ушком и сильно выгнутое заднее крыло, соответствуют *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima*. Благодаря гомологичному мутированию и параллелизму линий *Clathrolima* и *Meleagrinnella* s.str., признаки нового вида *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* появились не в одной, а в нескольких популяциях (Анабарского, Тенкеляхского и Прибрежного участков). Появление в массовом количестве определенных фенотипов в параллельных близкородственных филолиниях может выглядеть как мгновенное расселение видов (Красилов, 1977).

Для раннего тоара (фазы *Harpoceras falciferum*, *Dactylioceras commune*) при высоком положении уровня Мирового океана объяснение параллельной последовательности видов рода *Meleagrinnella*

в различных разрезах возможно и с помощью концепции Дарвина–Хаксли, согласно которой доминирующие прогрессивные виды быстро расселялись из центра происхождения и повсеместно вытесняли более примитивные предковые виды (Дарвин, 1991). В фазах *Zugodactylites braunianus* и *Pseudolioceras compactile* одновременное конкурентное исключение предковых таксонов дочерними может вызывать возражения. Маловероятно, что в Арктической и Бореально-Атлантической палеобиогеографических областях существовали хорошие связи между бассейнами, поскольку комплексы бентосной фауны Восточной Сибири, Северо-Востока России и Германии имеют мало общего.

У представителей популяции *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* из третьей пачки сунтарской свиты (р. Марха, Тенкеляхский участок) микроскульптура остракума в средней части правой створки в основном состоит из четырехугольных призм, расположенных параллельно радиальным ребрам по направлению от макушки к нижнему краю (табл. IV, фиг. 7). У представителей популяции *Arctotis* (*Praearctotis*) *marchaensis* из четвертой пачки сунтарской свиты микроскульптура остракума правых створок характеризуется шестиугольными призмами, расположенными неупорядоченно (табл. IV, фиг. 5в). Случайно возникшее изменение микроскульптуры остракума было закреплено естественным отбором в фазе *Grammoceras thouarsense* (= *Pseudolioceras wuerttenbergeri*), с отделением филетической линии *Arctotis*. Начальная стадия формирования нового адаптивного типа носила квантовый характер и отличалась высокими темпами эволюции. Это приспособление, вероятно, было конкурентно оправданно при обитании в условиях охлаждения морских бассейнов. К уровню появления первых преарктотисов приурочены прослой с глендонитами – индикаторами холодноводности (Rogov et al., 2021). Группы *Meleagrinnella* s.str. и *Arctotis* имеют субсимметричную лигаментную ямку на ювенильной стадии и образуют одну вертикальную граду, эволюционирующую параллельно группе *Clathrolima* (рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди многообразия позднеплинских и раннетоярских мелеагринелл установлено три морфологических типа, принадлежащих трем надвидовым таксонам: *Praemeleagrinnella*, *Clathrolima*, *Meleagrinnella* s.str. (рис. 6), чья дискретность определялась по признакам лигаментного блока.

Полученные в результате проведенных исследований сведения существенно меняют представления об объеме вида *Monotis substriata* (Münster). С помощью предложенной системы градаций наружных признаков определены границы дискретности видов. В результате проведенной ревизии

мелеагринелл в нижнем тоаре Германии установлено два последовательно сменяющих друг друга вида: *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* sp. nov. и *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* (Münster). В тоаре Восточной Сибири и Северо-Востока России установлено три последовательно сменяющих друг друга вида: *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* sp. nov., *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* (Münster) и *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* sp. nov. Каждому из этих таксонов соответствует определенный набор признаков. Ввиду недостаточного материала для обоснования выделения новых видов, три таксона обозначены в открытой номенклатуре: *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *aff. golberti* sp. nov., *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *aff. prima* sp. nov., *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) sp.

Формирование *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* произошло в фазе *Dactylioceras tenuicostatum* и было связано с появлением нового фена — выгнутого заднего крыла. Биозона вида охватывает аммонитовые зоны *Dactylioceras tenuicostatum*—*Narproceras serpentinum* суббореального стандарта и одновозрастные им зоны *Tiltoniceras antiquum*—*Narproceras falciferum* бореального стандарта. Вид наиболее широко распространен в тоаре Восточной Сибири, Северо-Востока России, Германии, Англии (Йоркшир) и Западной Канады.

Формирование *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* произошло в фазе *Hildoceras bifrons* и связано с появлением новых фенов — остроугольной лигаментной ямки и тупоугольного заднего ушка. Биозона вида охватывает аммонитовую подзону *Dactylioceras commune* суббореального стандарта и одновозрастную ей зону *Dactylioceras commune* бореального стандарта. Вид широко распространен в тоаре Восточной Сибири, Северо-Востока России, Шпицбергена и Германии.

Формирование *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* произошло в фазе *Hildoceras bifrons* и связано с появлением нового фена — субсимметричной лигаментной ямки и сильновыгнутого заднего крыла левой створки. Биозона вида охватывает зону *Zugodactylites braunianus* и зону *Pseudolioceras compactile* бореального стандарта. Вид распространен в тоаре Восточной Сибири и Северо-Востока России.

Морфологическое обособление рода *Arctotis* в позднем тоаре Восточной Сибири фиксируется резким изменением типа микроскульптуры остракума правой створки. Предположительно предковой формой *Arctotis* (*Praearctotis*) *marchaensis* является вид *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima*, у которого имеются все морфологические признаки в лигаментном блоке, присущие *Arctotis* (*Praearctotis*). Наличие у ювенильных форм *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* субсимметричной ямки, как у *Arctotis* s.str., свидетельствует о значении внут-

ренней организации подрода *Meleagrinnella* s.str. как причины канализации филогенеза (рис. 6).

Вид *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* распространен по всей Панбореальной палеобиогеографической надобласти. Географический ареал распространения вида *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* ограничен Бореально-Атлантической и Арктической палеобиогеографическими областями. Географический ареал распространения вида *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* ограничен Арктической палеобиогеографической областью. В Бореально-Атлантической области этот вид не установлен. Анализ ареалов распространения изученных таксонов был проведен с использованием собственных наблюдений авторов, а также опубликованных данных (Князев и др., 1984, 1991, 2003; Решения..., 2009; Arp et al., 2021; Rogov, Lutikov, 2022).

Благодарности. При подготовке рукописи авторы получали значимые консультации у В.П. Девятова (СНИИГГиМС, Новосибирск), М.А. Рогова (ГИН РАН, Москва), Ю.С. Репина (ВНИГРИ, Санкт-Петербург), В. Вернера (Bavarian State Collection for paleontology and geology, Munchen). Помощь в ознакомлении с типовой коллекцией, изображенной в монографии Г. Гольдфусса, оказали Г. Хойманн (Georg Heumann) (Goldfuss-Museum; Institute for Geosciences, Sec. Palaeontology, Bonn) и В. Вернер (Winfried Werner). Фотографии оригинальной коллекции Г. Мюнстера и Г. Гольдфусса выполнили Г. Олешински (Georg Oleschinski) (Institute for Geosciences, Sec. Palaeontology, Bonn) и В. Вернер. Фотографии микроскульптуры выполнил А.А. Мироненко (ГИН РАН, Москва). Ряд ценных замечаний и рекомендаций, способствовавших улучшению статьи, получены от С.В. Попова (ПИН РАН, Москва) и Б.Н. Шурыгина (ИНГГ СО РАН, Новосибирск). Всем указанным специалистам авторы выражают искреннюю благодарность. Отдельную благодарность выражаем В.А. Захарову (ГИН РАН, Москва) за советы при проведении исследования и оформлении данной статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН при поддержке гранта РФФИ и Национального центра научных исследований Франции в рамках научного проекта № 21-55-15015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 8. Нижний и средний отделы юрской системы. М.—Л.: Госгеоллиздат, 1947. 278 с.

Бодылевский В.И., Шульгина Н.И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 196 с.

- Борисяк А.А. Pelecypoda юрских отложений Европейской России. Вып. IV. Aviculidae. СПб.: Изд-во Геол. комитета, 1909. 26 с.
- Борисяк А.А. О *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) *lenaensis* Lah. Sp. (= *Hinnites lenaensis* Lah.) // Тр. Геол. музея им. Петра Великого Императорской Академии наук. Петроград: Изд-во Императорской Академии наук, 1915. Т. VIII. С. 141–153.
- Дагис А.А. Тоарские аммониты (*Dactyloceratidae*) севера Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1968. Вып. 40. 108 с.
- Дагис А.А., Дагис А.С. О зональном расчленении тоарских отложений на Северо-Востоке СССР // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М.: Наука, 1965. С. 15–26.
- Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора. СПб.: Наука, 1991. 546 с.
- Девятков В.П., Князев В.Г., Никитенко Б.Л., Мельник О.А., Глинских Л.А. Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунговской пачки келимйарской свиты (р. Келимйар, бассейн р. Оленёк) // Отечеств. геология. 2010. № 5. С. 105–112.
- Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16–17. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2011. Т. 52. С. 87–101.
- Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.
- Князев В.Г., Девятков В.П., Лутиков О.А. Тоарский ярус, его зональное деление и граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1984. С. 58–66.
- Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.
- Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока азиатской части России. Якутск: Изд-во СО РАН, 2003. 103 с.
- Кошелкина З.В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба. Магадан, 1963. 274 с.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Лутиков О.А. Биохронологическая шкала верхнего тоара–нижнего аалена Восточной Сибири по двустворчатым моллюскам рода *Arctotis* Bodylevsky, 1960. Стратиграфия и геологическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 54–83. <https://doi.org/10.31857/S0869592X21060065>
- Лутиков О.А., Арп Г. Ревизия *Monotis substriata* (Münster, 1831) и новые виды двустворчатых моллюсков в нижнем тоаре на севере России и юге Германии (семейство *Oxytomidae* Ichikawa, 1958) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 126–131.
- Лутиков О.А., Шурыгин Б.Н. Новые данные по систематике юрских и меловых двустворчатых моллюсков семейства *Oxytomidae* Ichikawa, 1958 // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 14. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2010. Т. 51. С. 111–140.
- Лутиков О.А., Тёмкин И.Е., Шурыгин Б.Н. Эволюция онтогенезов и филогения некоторых представителей семейства *Oxytomidae* Ichikawa, 1958 (*Mollusca: Bivalvia*) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 28–44.
- Лутиков О.А., Шурыгин Б.Н., Сапьяник В.В., Алейников А.Н., Алифиров А.С. Новые данные по стратиграфии юрских (плинсбах-ааленских) отложений района мыса Цветкова, Восточный Таймыр // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–93. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010033>
- Майр Э. Принципы зоологической систематики. М.: Мир, 1971. 455 с.
- Невесская Л.А., Скарлато О.А., Старобогатов Я.И. Эберзин А.Г. Новые представления о системе двустворчатых моллюсков // Палеонтол. журн. 1971. № 2. С. 3–20.
- Невесская Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А., Гужов А.В., Янин Б.Т., Полуботко И.В., Бяков А.С., Гаврилова В.А. Двустворчатые моллюски России и сопредельных стран в фанерозое // Тр. ПИН РАН. 2013. Т. 294. 524 с.
- Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофауны юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.
- Окунева Т.М. Юрская система. Нижний и средний отделы. Разделы: Морские отложения и Моллюски // Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. С. 354–387.
- Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1968. 379 с.
- Репин Ю.С., Полуботко И.В. Биохронология тоара Арктической палеозоохории // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: Недра, 2004. С. 93–124.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
- Решения 4-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 266 с.

- Руженцев В.Е. Принципы систематики, система и филогения палеозойских амmonoидей // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1960. Т. 83. 331 с.
- Симпсон Д.Г. Принципы таксономии животных. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. 293 с.
- Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумкарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.
- Arp G., Gropengiesser S. The Monotis–Dactylioceras Bed in the Posidonienschiefer Formation (Toarcian, southern Germany): condensed section, tempestite, or tsunami-generated deposit? // Paläontologische Zeitschrift. 2016. V. 90. P. 271–286.
<https://doi.org/10.1007/s12542-015-0271-7>
- Arp G., Gropengiesser S., Schulbert C., Jung D., Reimer A. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Toarcian Ludwigschanne section (Franconian Alb, Southern Germany) // Zitteliana. 2021. V. 95. P. 57–94.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4646>
- Caswell B.A., Coe A.L., Cohen A.S. New range data for marine invertebrate species across the early Toarcian (Early Jurassic) mass extinction // J. Geol. Soc. 2009. V. 166 (5). P. 859–872.
<https://doi.org/10.1144/0016-76492008-0831>
- Cossman M. Description de quelques Pélécyfodes jurassiques recueillis en France. Association française pour l'Avancement des Sciences. Congrès de Reims. 1908. P. 292–305.
- Dumortier E. Etudes paleontologiques sur les depots jurassiques du bassin du Rhone. 3 Partie (Lias moyen). Paris, 1869. 348 p.
- Goldfuss G.A. Petrefacta Germaniae tam ea, quae in museo universitatis regiae Borussicae Friedericiae Wilhelminae Rhenanae servantur quam alia quaecunque in museis Hoenninghusiano Muensteriano aliisque extant, iconibus et descriptionibus illustrata: Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angränzenden Länder unter Mitwirkung des Herrn Grafen Georg zu Münster. Düsseldorf, 1835. V. 2. P. 69–140.
- Hoffmann K., Martin G. Die Zone des *Dactylioceras tenuicostatum* (Toarcien, Lias) in NW- und SW-Deutschland // Paläontologische Zeitschrift, Stuttgart. 1960. V. 34. P. 103–149.
- Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain // Monograph of the Palaeontographical Society. 1992. V. 145. № 586. P. 1–106.
- Martindale R.C., Aberhan M. Response of macrobenthic communities to the Toarcian Oceanic Anoxic Event in north-eastern Panthalassa (Ya Ha Tinda, Alberta, Canada) // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2017. V. 478. P. 103–120.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.009>
- Morris N.J., Knight R.I., Little C.S., Atkinson J.W. Mollusca – Bivalves. Fossils from the Lias of the Yorkshire Coast // Palaeontol. Assoc. Field Guide to Fossils. 2019. № 15. P. 105–157.
- Münster G. Über das geognostische Vorkommen einiger zu *Monotis* gehörenden Versteinerungen // Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde. Heidelberg, 1831. P. 403–408.
- Muscante A.D., Martindale R.C., Schiffbauer J.D., Creighton A.L., Bogan B.A. Taphonomy of the Lower Jurassic konservat – lagerstaette at Ya Ha Tinda (Alberta, Canada) and its significance for exceptional fossil preservation during oceanic anoxic events // Palaios. 2019. V. 34. P. 515–541.
<https://doi.org/10.2110/palo.2019.050>
- Page K.N. The Lower Jurassic of Europe – its subdivision and correlation // The Jurassic of Denmark and Greenland. Eds. Ineson J., Surlyk F. Geol. Surv. Denmark Greenland Bull. 2003. V. 1. P. 23–59.
<https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4646>
- Quenstedt F.A. Der Jura. Tübingen, 1858. 842 p.
- Röhl H.-J. Hochauflösende palökologische und sedimentologische Untersuchungen im Posidonienschiefer (Lias epsilon) von SW-Deutschland // Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten. 1998. V. 47. P. 1–170.
- Rogov M.A., Lutikov O.A. *Dactylioceras–Meleagrinitella (Clathrolima)* assemblage from the Agardhbukta (eastern coast of Western Spitsbergen): a first *in situ* Toarcian molluscan occurrence from Svalbard providing interregional correlation // Norwegian J. Geol. 2022. V. 102.
<https://doi.org/10.17850/njg102-1-2>
- Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // Earth System Science Data. 2021. V. 13. Iss. 2. P. 343–356.
<https://doi.org/10.5194/essd-13-343-2021>
- Schmidt-Rohl A., Rohl H.-J. Overgrowth on ammonite conchs: environmental implications for the Lower Toarcian Posidonia Shale // Palaeontology. 2003. V. 46. P. 339–352.
<https://doi.org/10.1111/1475-4983.00302>
- Szente I. Some macrofossils, chiefly bivalves, from the Lower Jurassic black shale of the Mecsek Mts (Hungary) // Hantkeniana. Budapest. 2015. № 10. P. 55–58.
- Teichert S., Nützel A. Early Jurassic anoxia triggered the evolution of the oldest holoplanktonic gastropod *Coelodiscus minutus* by means of heterochrony // Acta Palaeontol. Polon. 2015. V. 60(2). P. 269–276.
<https://doi.org/10.4202/app.00145.2014>
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Ed Moore R.C. Pt. N. Mollusca 6, Bivalvia. N.Y.: Geological Society of America, 1969. V. 1–3. 1224 p.
- Urlichs M. Alter und Genese des Belemniten-schlachtfeldes im Toarcium von Franken // Geologische Blätter für Nordost-Bayern. 1971. № 21. P. 65–83.

Рецензенты В.А. Захаров,
С.В. Попов, Б.Н. Шурыгин

Taxonomy and Biostratigraphical Significance of the Toarcian Bivalves of the Genus *Meleagrinnella* Whitfield, 1885

O. A. Lutikov^{a, #} and G. Arp^{b, ##}

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Geoscience Center of the Göttingen Georg-August University, Göttingen, Germany*

[#] *e-mail: niipss@mail.ru*

^{##} *e-mail: garp@gwdg.de*

The morphology of the ligament block and outer parts of the shells of Toarcian bivalves of the genus *Meleagrinnella* (family Oxytomidae Ichikawa, 1958) were studied. The phylogeny of *Meleagrinnella* and *Arctotis* in the Toarcian was reconstructed on the basis of the conclusions on the evolution of the ontogeny of the ligament pit, made as a result of studying extensive material from Eastern Siberia and Germany, and taking into account the data on the microsculpture of the ostracum. A revision of the species “*Monotis*” *substriata* (Münster, 1831), which is widespread in the Toarcian deposits of Europe, Asia, and North America, was carried out. By comparing specimens from different stratigraphic levels of the Lower Toarcian of Eastern Siberia, North-East Russia, and Germany, three species were substantiated: *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella*?) *golberti* sp. nov., *M. (Clathrolima) substriata* (Münster) and *M. (Meleagrinnella) prima* sp. nov. Figures of the ammonite *Tiloniceras* sp. ind., Upper Pliensbachian–Toarcian bivalves of the genus *Meleagrinnella* and Upper Toarcian bivalves of the genus *Arctotis* are given. For the first time, a microsculpture of an ostracum of the Toarcian representatives of the genera *Arctotis* and *Meleagrinnella* is depicted. In the Upper Pliensbachian–Lower Toarcian, a sequence of oxytomid taxa was established and, based on the Boreal ammonite scale, an assessment of their biostratigraphic significance was given. The sequence is represented by four species: (1) *Meleagrinnella (Praemeleagrinnella) deleta* (Upper Pliensbachian), (2) *M. (Praemeleagrinnella ?) golberti* (*Tiloniceras antiquum*, *Harpoceras falcifer* zones), (3) *M. (Clathrolima) substriata* (*Dactylioceras commune* Zone), (4) *M. (Meleagrinnella) prima* (*Zugodactylites braunianus*, *Pseudolioceras compactile* zones).

Keywords: Lower Jurassic, Toarcian, bivalves, Eastern Siberia, North-East Russia, Germany

УДК 551.763.3(564.3)

ВАЖНЕЙШИЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСТРОВА КИПР В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

© 2023 г. Н. Ю. Брагин*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: bragin.n@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2022 г.

После доработки 27.05.2022 г.

Принята к публикации 06.06.2022 г.

На основании результатов многолетних исследований биостратиграфии верхнемеловых образований острова Кипр (по радиоляриям и планктонным фораминиферам) уточнено стратиграфическое и структурное положение ряда толщ и комплексов. Благодаря этому на новой основе датированы важнейшие геологические события и выделено пять основных этапов геологической истории региона в позднемеловую эпоху: (1) раннетуронский, связанный с завершением формирования комплекса Мамония (континентальная окраина Таврского блока); (2) среднетуронско-раннекампанский, связанный с коллизией комплексов Троодос (офиолиты Неотетис) и Мамония, метаморфизмом комплекса Мамония, образованием меланжа Мамония и началом формирования системы покровов комплекса Мамония; (3) средне-позднекампанский, во время которого возникла Киренийская вулканическая дуга, накопилась пирокластическая толща формации Каннавиу, образовалась олистострома Мони и завершилось формирование системы покровов комплекса Мамония; (4) раннемаастрихтский, связанный с накоплением формации Катикас (гравитационный микстит) в ходе разрушения подводного рельефа, возникшего при образовании системы покровов Мамония; (5) позднемаастрихтский, ознаменовавшийся повсеместным развитием глубоководной карбонатной седиментации (формация Лефкара).

Ключевые слова: стратиграфия, тектоника, меланж, олистострома, радиолярии, планктонные фораминиферы

DOI: 10.31857/S0869592X23010027, **EDN:** JOSUJB

ВВЕДЕНИЕ

Остров Кипр является одним из классических районов развития мезозойских офиолитов и связанных с ними образований. Прекрасная сохранность офиолитовой ассоциации, присутствие всех петрологических типов, высокий уровень петрографической, геохимической, геофизической и структурной изученности позволяют считать данный регион своего рода эталоном офиолитовой геологии, а для ряда случаев — прекрасным учебным объектом. Вместе с тем есть область знаний, нуждающаяся в дальнейшем детальном изучении. Это стратиграфия верхнего мела, наиболее интересная для познания истории развития региона. Поздний мел — это время, когда сформировались офиолиты Кипра, а также образовались покровные структуры региона, и поэтому стратиграфия верхнемеловых отложений является ключевой для реконструкции геологических событий, времени их протекания и их этапности.

Следует отметить, что верхний мел Кипра представлен глубоководными толщами, среди которых присутствуют гидротермально-осадоч-

ные и вулканогенно-осадочные образования, а также хаотическими комплексами. Все эти толщи практически не содержат макроостатков. Из микрофауны широко и повсеместно представлены только радиолярии. В толщах бентонитовых глин известны комплексы планктонных фораминифер, они же отмечаются и в карбонатных отложениях, где также представлены нанофоссилии. Этим пока исчерпываются палеонтологические находки, однако и имеющихся микрофоссилий достаточно для детальной стратиграфии. Тем не менее до сих пор в литературе можно встретить весьма приблизительные, а то и неточные данные по стратиграфии верхнего мела Кипра.

Цель данной статьи состоит в том, чтобы представить результаты многолетних биостратиграфических исследований, проведенных на Кипре, уточнить на детальной (зональной) биостратиграфической основе возраст ряда формаций верхнего мела, а также возраст хаотических комплексов, датировать основные геологические события, коррелируя их с зональными биостратонами верхнего мела, а далее представить новую схему

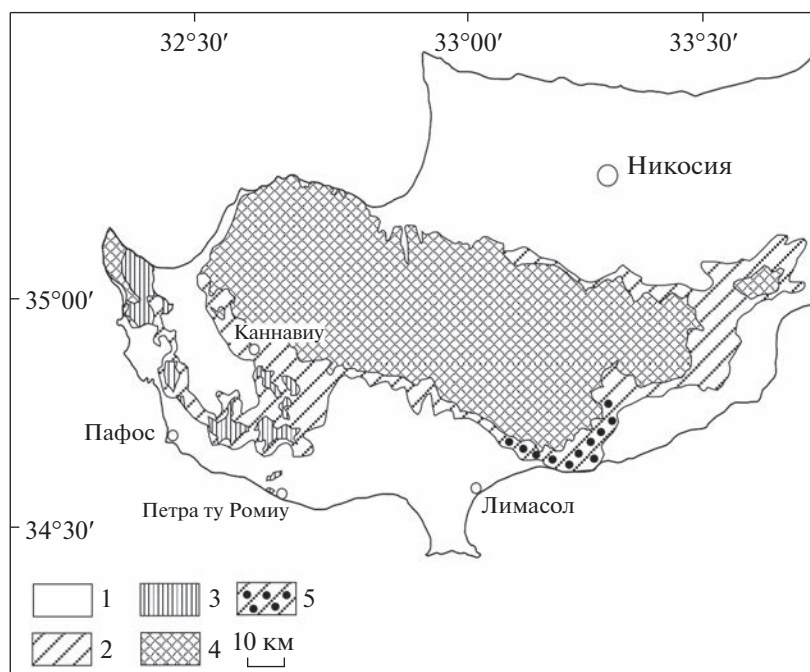


Рис. 1. Схема геологического строения центрального и юго-западного Кипра (Брагин, 2010).

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — палеогеновые и верхнемеловые отложения чехла комплекса Троодос; 3 — мезозойские (верхний триас—мел) образования аллохтонного комплекса Мамония; 4 — образования офиолитового комплекса Троодос; 5 — область распространения верхнемеловой формации Мони (олистостромы).

значимых этапов геологической истории Кипра в позднемеловую эпоху.

ВАЖНЕЙШИЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КИПРА

В пределах южных и центральных областей острова Кипр развиты два ярко выраженных и обособленных структурных комплекса или террейна: офиолитовый комплекс Троодос и аллохтонный комплекс Мамония (рис. 1, 2, 3). Комплекс Троодос занимает область одноименного горного хребта, протягивающегося с запада Кипра в его центральные районы; кроме того, выходы образований комплекса Троодос есть на юге острова, в районе г. Лимасол, и на востоке, северо-восточнее г. Ларнака. Комплекс Мамония развит в юго-западной части острова. Взаимоотношения комплексов тектонические: комплекс Мамония образует систему покровов, надвинутых на офиолиты Троодоса. По возрасту, составу и истории формирования данные комплексы разительно отличаются друг от друга, и их целесообразно рассмотреть отдельно. Кроме того, для понимания истории геологического развития Кипра очень важно проанализировать данные по стратиграфии нижней части осадочного чехла, покрывающего комплекс Троодос.

Офиолитовый комплекс Троодос и его осадочный чехол

Троодос является одним из наиболее детально изученных офиолитовых массивов Средиземно-морского подвижного пояса. Ему присущи две важные особенности. Во-первых, комплекс Троодос сравнительно слабо дислоцирован, благодаря чему его разрез хорошо сохранен, так что превосходно видны взаимоотношения различных структурно-вещественных образований. Во-вторых, этот комплекс перекрыт системой покровов аллохтонного комплекса Мамония и не занимает верхнее положение в структуре региона, в отличие от подобных офиолитовых образований Средиземноморья, обычно формирующих верхний тектонический этаж.

В составе комплекса Троодос выделяются следующие последовательности: мантийная (гарцбургиты и серпентиниты), plutonic (дуниты, верлиты, пироксениты, габбро и плагиограниты), интрузивная (дайковый комплекс), вулканическая (диабазовые дайки и две толщи пиллоу-лав — нижняя и верхняя) и венчающая весь разрез осадочная, представленная осадочными лавовыми брекчиями, а также гидротермальными железомарганцевыми отложениями (умбритами) и сопровождающими их радиоляриевыми кремнями верхнего мела (Gass, 1960, 1968; Geological..., 1995). Последовательность умбритов и радиоляритов

выделяется в самостоятельную формацию Перапеди (Wilson, 1959; Elderfield et al., 1972; Swarbrick, Robertson, 1980; Geological..., 1995; Garzanti et al., 2000) (рис. 2). Лавовые брекчии и формация Перапеди развиты не повсеместно и образуют линзообразные тела, выполняющие впадины палеорельефа.

Образования комплекса Троодос были неоднократно датированы различными способами. Так, для плагиогранитов плутонической последовательности уран-свинцовым методом по цирконам был получен возраст 92–90 млн лет (Mukasa, Ludden, 1987), позднее тем же методом он был уточнен до 91–90 млн лет (Chen et al., 2020). Кремнистые породы формации Перапеди были датированы по радиоляриям туроном (Blome, Irwin, 1985), позднее на многочисленных примерах удалось доказать, что формация Перапеди охватывает стратиграфический интервал от среднего турона до верхнего сантона, то есть от зоны *Actinomma* (?) *belbekense* до зоны *Afens perapediensis* по радиоляриям (Брагина, Брагин, 1996; Bragina, 2012; Брагина, 2016; Bragina et al., 2021). Таким образом, возраст плагиогранитов и возраст наиболее древних отложений осадочного чехла массива Троодос весьма близки, если учитывать, что верхний рубеж турона примерно соответствует времени 89.39 млн лет (Gradstein et al., 2012; Gale et al., 2020).

На юго-западе Кипра, а также в центральной части острова со стратиграфическим перерывом на отложениях формации Перапеди, а в ряде случаев непосредственно на офиолитовых образованиях (на пиллоу-лавах и даже на серпентинитах) залегает толща бентонитовых глин, кремнистых аргиллитов и вулканомиктовых песчаников, местами достигающая нескольких сотен метров мощности. Это формация Каннавиу, составляющая нижнюю часть осадочного чехла Троодоса (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, 1977b; Urquhart, Banner, 1994; Брагина, Брагин, 1995; Lord et al., 2000; Chen, 2018; Chen, Robertson, 2019) (рис. 2, 4а). По радиоляриям, фораминиферам и наннопланктону эта формация ранее датировалась кампаном (Urquhart, Banner, 1994; Khokhlova et al., 1994; Брагина, Брагин, 1995; Morse, 1996). В настоящее время эти отложения отнесены по планктонным фораминиферам (в комплексе которых присутствуют характерные виды: *Ventilabrella glabrata* Cushman, *Globotruncana ventricosa* (White) и другие; табл. I, фиг. 1–6) к среднему кампану и нижней части верхнего кампана (от зоны *Contusotruncana plummerae* до нижней части зоны *Gansserina gansseri*), а по радиоляриям – к верхней части кампана (нижняя часть зоны *Amphipyndax tylotus*) по совместному нахождению *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno) и *Amphipyndax tylotus* Foreman (табл. I, фиг. 7, 8) (Bragina et al., 2022). Кроме этого, с помощью уран-свинцового метода по цирконам для вулканомиктовых песчаников

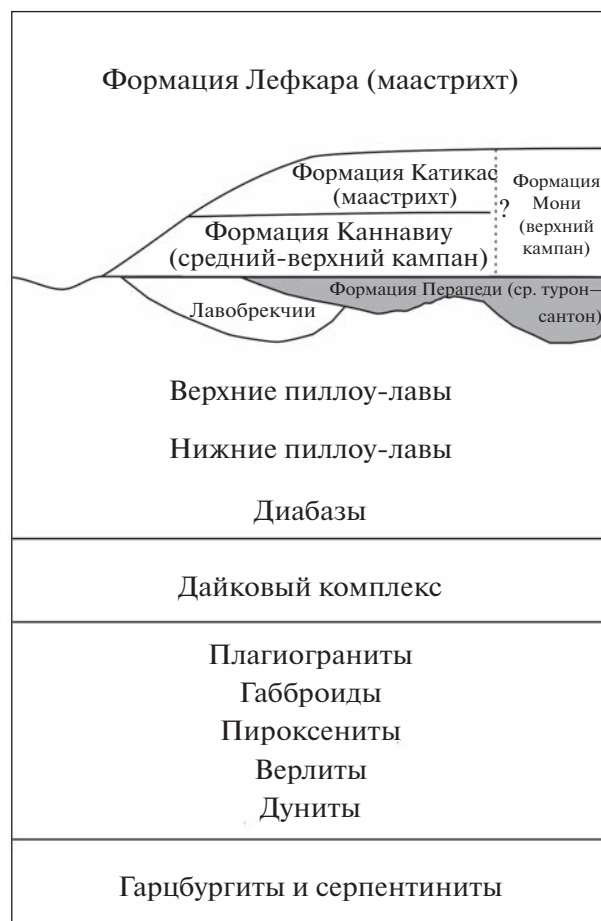


Рис. 2. Общая схема строения офиолитового комплекса Троодос и нижней части его осадочного чехла (Geological..., 1995). Формация Перапеди (умбриты и кремнистые породы среднего турона–верхнего сантона) показана серым цветом. Схема выполнена вне масштаба.

получена датировка 80.1 млн лет (Chen, Robertson, 2019), то есть средний кампан (Gradstein et al., 2012; Gale et al., 2020). Образование формации Каннавиу связывают с масштабным поступлением в бассейн пеплов за счет деятельности вулканической дуги континентальной окраины в районе хребта Кирения, Северный Кипр (Chen, Robertson, 2019).

В центральной и восточной частях острова развита формация Мони (рис. 2, 4б), имеющая олистостромовый генезис и достигающая мощности до 200 м (Robertson, 1977a). Матрикс олистостромы представлен бентонитовыми глинами, практически неотличимыми от глин формации Каннавиу, а также песчанистыми алевролитами; олистолиты же (иногда достигающие размеров в сотни метров, но чаще представленные мелкими блоками) сложены разнообразными породами комплекса Мамония и серпентинитами. Возраст олистостромы Мони определен по планктонным фораминиферам как поздний кампан, скорее

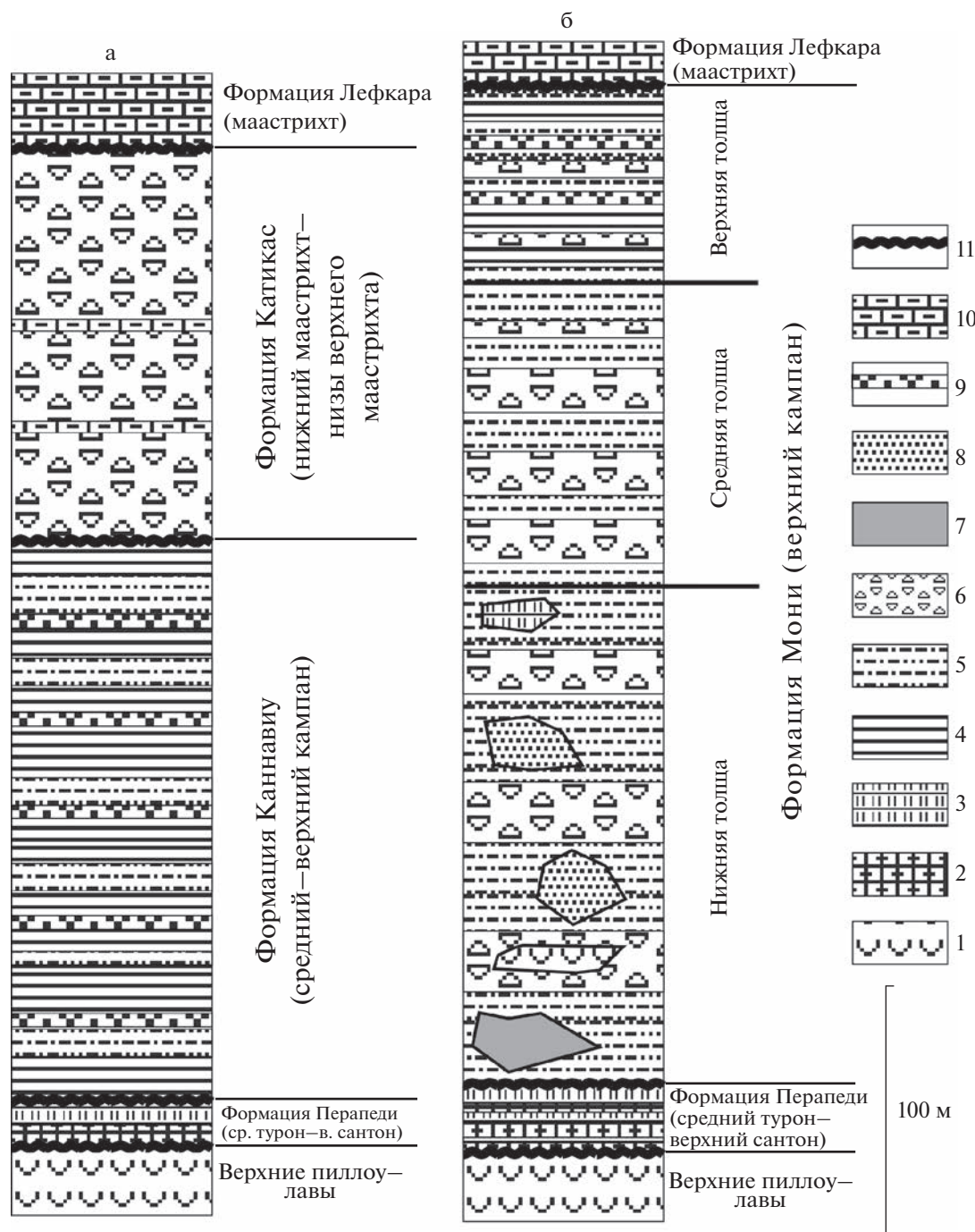


Рис. 4. Сводные разрезы нижней части осадочного чехла массива Троодос (а) в районе села Каннавиу (юго-западный Кипр) (Robertson, 1977b; Chen, Robertson, 2019; Bragina et al., 2022); (б) – в районе г. Лимасол (южная часть Кипра) (Брагина, Брагин, 2006, с дополнениями).

1 – основные вулканиты; 2 – умбриты (железо-марганцевые отложения гидротермального генезиса); 3 – кремнистые породы; 4 – бентонитовые глины; 5 – алевроиты; 6 – конгломерато-брекчии; 7 – блоки серпентинитов; 8 – блоки кварцевых песчаников; 9 – прослои вулканомиктовых песчаников; 10 – известняки и мергели; 11 – несогласие.

общим интервалом от батского яруса до нижнего турона) (Swarbrick, Robertson, 1980; Брагин, Крылов, 1999; Bragin et al., 2000, 2021; Torley, Robertson, 2018; Varnava et al., 2021). В интервале нижняя юра–байосский ярус средней юры в разрезах

группы Айос Фотиос наблюдается стратиграфический перерыв регионального значения (Брагин, Крылов, 1996, 1999; Varnava et al., 2021). Некоторые авторы выделяют самостоятельную формацию Марона, сложенную верхнетриасовыми извест-

няками (Swarbrick, Robertson, 1980; Torley, Robertson, 2018). В составе формации Епископи выделяются слои Акамас, представленные кварцевыми песчаниками нижнего мела (Swarbrick, Robertson, 1980).

Группа Диаризос (рис. 3) — это вулканогенно-осадочные образования ряда формаций. К ним относятся формация Фасула, представленная основными вулканитами с прослоями кремней и известняков (верхний триас), формация Лутратис Афродитис (лавобрекчии верхнего триаса), формация Петра ту Ромиу (рифогенные известняки верхнего триаса, встречающиеся только в виде глыб в составе хаотических комплексов) (Swarbrick, Robertson, 1980; Bragin, Krylov, 1999; Брагин, 2010; Martini et al., 2009). Среди вулканитов верхнего триаса, а также поверх них развиты известняки и кремнистые породы верхнего триаса—нижней юры, выделяемые как слои Холетрия (Swarbrick, Robertson, 1980; Bragin, Krylov, 1999; Брагин, 2010). Кроме того, в составе чехла осадочных образований, перекрывающего вулканиты, выделяются нижнеюрские осадочные брекчии, состоящие из обломков габброидов и диабазов и содержащие прослои известняков и кремнистых пород (Bragin et al., 2022), а также мощная толща аргиллитов, глин, кремней и калькаренинов, выделяемая как формация Мавроколимпос юрско-мелового возраста (Swarbrick, Robertson, 1980).

Часть вулканогенно-осадочных образований комплекса Мамония метаморфизована в зелено-сланцевой фации и выделяется в самостоятельную формацию Айя Варвара. Формирование данных метаморфитов (слюдисто-кварцевых и эпидот-роговообманковых сланцев, изредка гранатовых амфиболитов) связывается с коллизионными процессами (совмещением комплексов Троодос и Мамония) (Malpas et al., 1992) и датируется позднемеловой эпохой — 90–83 млн лет, то есть в интервале от позднего турона до сantonа включительно (Bailey et al., 2000).

Наконец, следует особо отметить, что значительный объем комплекса Мамония представлен тектоническим меланжем (меланж Мамония), матрикс которого состоит из тектонизированных

юрско-меловых аргиллитов и алевролитов из состава формации Епископи, а блоки представлены всеми типами пород комплекса Мамония (разнообразные вулканиты верхнего триаса, верхнетриасовые известняки, песчаники нижнего мела, метаморфиты, а также кремни широкого возрастного диапазона — от триаса до нижнего турона), кроме того, здесь встречаются и блоки пород комплекса Троодос, прежде всего серпентинизированные гарцбургиты. Меланж Мамония в настоящее время датирован в интервале от среднего турона до раннего кампана включительно (Bragin et al., 2021).

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ УСЛОВИЯХ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КИПРА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

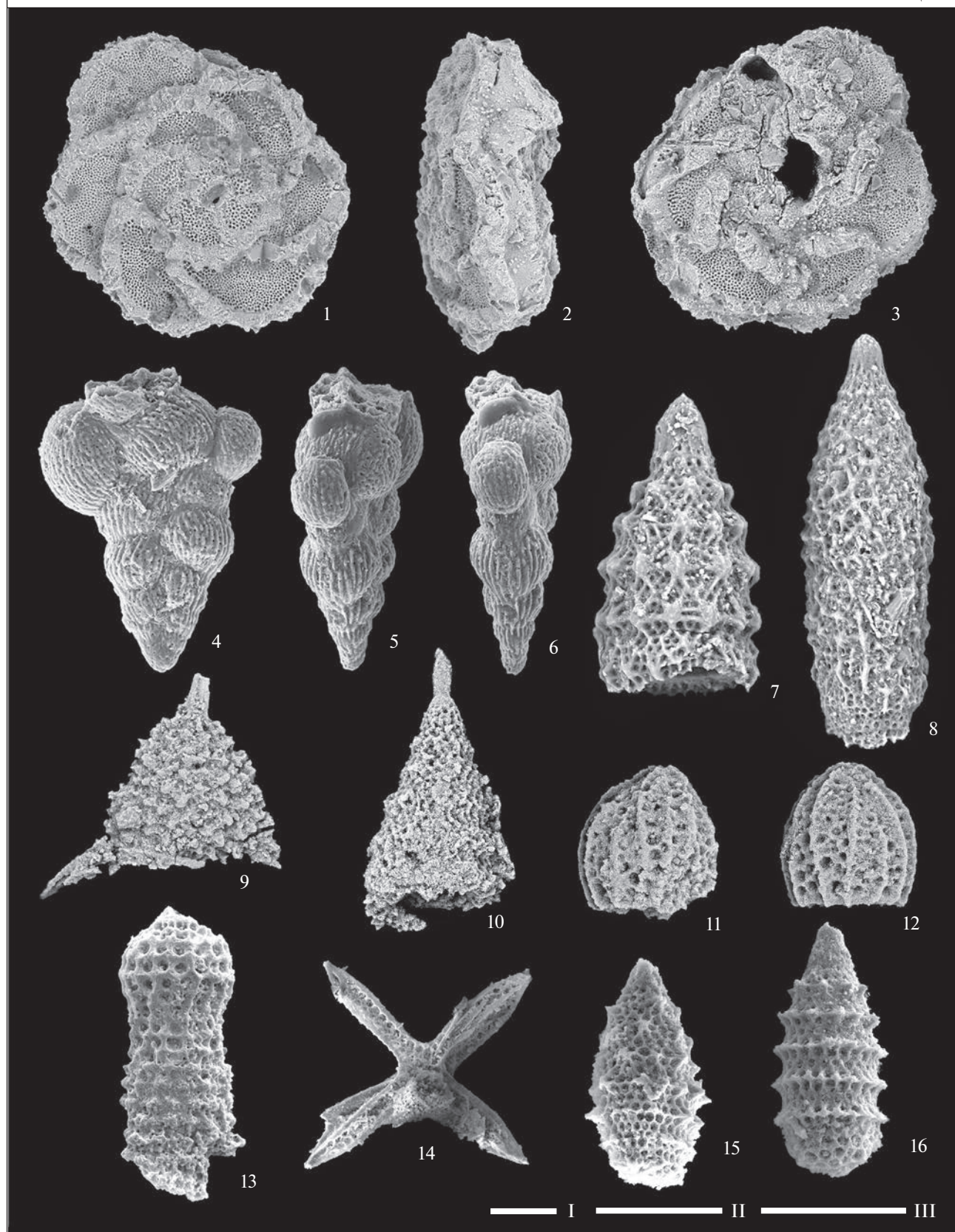
В ходе первых исследований покровных структур Кипра было установлено, что комплекс Мамония представляет собой систему покровов, надвинутых на комплекс Троодос (Lapierre, 1975). В дальнейшем активно рассматривались и обсуждались вопросы о том, как и когда происходило формирование покровов и становление структуры Кипра.

Согласно наиболее распространенной точке зрения, офиолиты Троодоса представляют собой сохранившийся фрагмент океанической коры небольшого короткоживущего бассейна (части Нететис), существовавшего в позднемеловую эпоху и простиравшегося от Южной Турции до Северо-Западной Сирии (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, Woodcock, 1979; Swarbrick, 1979; Woodcock, Robertson, 1984; Al-Riyami et al., 2001). Покровы комплекса Мамония были надвинуты на офиолиты Троодоса в ходе коллизии массива Троодос с образованиями южной окраины Таврского континентального блока (Южная Турция). При этом различают две фазы покровообразования: 1) тектоническое совмещение групп Айос Фотиос и Диаризос; 2) совмещение комплексов Мамония и Троодос с формированием офиолитовых пластин в составе покровов Мамония (Robertson, Wood-

Таблица 1. Характерные фораминиферы и радиолярии из верхнемеловых отложений формации Каннавиу и из блоков кремнистых пород меланжа Мамония. Длина масштабной линейки I (фиг. 1–3) — 100 мкм, масштабной линейки II (фиг. 4–8, 13–16) — 100 мкм, масштабной линейки III (фиг. 9–12) — 100 мкм.

1–3 — *Globotruncana ventricosa* (White), вид экземпляра в трех позициях, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 4–6 — *Ventilabrella glabrata* Cushman, вид экземпляра в трех позициях, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 7 — *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 8 — *Amphipyndax tylotus* Foreman, средний–верхний кампан, формация Каннавиу, разрез Сарама (Bragina et al., 2022); 9 — *Alievium superbium* (Squinabol), нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 10 — *Eostichomitra bonum* (Kozlova), нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 11, 12 — *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty, нижний турон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 13 — *Ristola cretacea* (Baumgartner), титон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 14 — *Tetraditryma corralitosensis corralitosensis* (Pessagno), титон, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 15 — *Eoxitus hungaricus* Kozur, байос–нижний оксфорд, меланж Мамония (Bragin et al., 2021); 16 — *Eoxitus baloghi* Kozur, байос–нижний оксфорд, меланж Мамония (Bragin et al., 2021).

Таблица I



cock, 1979; Swarbrick, 1979; Clube, Robertson, 1986; Malpas et al., 1992; Robertson, Xenophontos, 1993; Bailey et al., 2000). Впоследствии в пределах Киприи (Северный Кипр) возникла зона субдукции, а также вулканическая дуга, следы извержений которой сохранились в виде пирокластических пород формаций Каннавиу и Мони. Первоначально считалось, что эти процессы завершились в маастрихте формированием покровной структуры комплекса Мамония и ее быстрым частичным размывом с образованием хаотических отложений формации Катикас. Кроме того, произошло вращение Кипрского блока на 90° против часовой стрелки; данное явление было ранее установлено палеомагнитными исследованиями (Moores, Vine, 1971; Lauer, Barray, 1976; Clube, Robertson, 1986). Первоначально считалось, что эта ротация имела место в палеогене (Robertson, 1977b).

Известна и другая точка зрения, согласно которой офиолиты Троодоса испытали коллизию с пассивной континентальной окраиной Африканской платформы, при этом образования континентальной окраины сформировали гравитационные покровы (комплекс Мамония), надвинутые на офиолиты Троодоса в маастрихте, причем тогда же возникли хаотические осадочные формации Мони и Катикас (Biju-Duval et al., 1976; Gass, 1980; Moores et al., 1984; Казьмин, 1991). Здесь прежде всего следует отметить, что разнообразные образования комплекса Мамония имеют выраженное литологическое и формационное сходство с разновозрастными верхнетриасово-меловыми толщами покровов Анталии (хребет Тавр, Южная Турция). Данное сходство отмечается многими исследователями (Robertson, Woodcock, 1981, 1982; Cirilli et al., 2014; Torley, Robertson, 2018). В то же время в пределах Северной Африки и севера Аравии неизвестны какие-либо аналоги образований комплекса Мамония. Это свидетельствует скорее в пользу северного, таврского происхождения данного комплекса.

Другой особенностью, которую необходимо учитывать, является то, что обе модели, особенно в их первоначальном виде, недостаточно обоснованы стратиграфическими данными. При этом заметно, что формирование структур Мамония/Троодос было отнесено к маастрихту без убедительных доказательств этого. Позднее появились новые данные, которые позволили предположить, что исследуемые процессы протекали в более раннее время. Так, в ходе дополнительного изучения палеомагнитных данных было установлено, что вращение Кипрского блока (микроплиты) началось еще в позднем кампане (Clube et al., 1985; Morris, 1996).

Это уточнение данных и постепенный пересмотр взглядов на геологическую историю Кип-

ра выразились в представлениях о стадийности процессов коллизии и покровной тектоники в регионе, сложившихся в начале XXI в. Так, в одной из работ (Bailey et al., 2000) учтены процессы метаморфизма, которые привели к возникновению зеленосланцевых и амфиболитовых образований формации Айя Варвара. Здесь выделяют три стадии:

1) Высокотемпературная стадия (600°C), в течение которой развивался связанный с трансформным разломом правый сдвиг, по которому сформировалась сутурная (коллизионная) зона между образованиями комплексов Троодос и Мамония, произошел метаморфизм части комплекса Мамония и образовались милониты по серпентинизированным гарцбургитам комплекса Троодос (90–83 млн лет; поздний турон–сантон).

2) Ретроградная гидратация (400°C) в течение растяжения, связанного с вращением Кипрского блока (83–75 млн лет; ранний и средний кампан). В это же время произошла протрузия серпентинитов Троодоса вдоль сутурной зоны, в результате чего эти породы поднялись до океанского дна.

3) Региональная низкотемпературная реактивация в ходе сжатия, завершившегося в конце маастрихта (65 млн лет).

Несколькими авторами предложена иная схема процессов, которая сводится к выделению двух стадий субдукции (Robertson, 2002; Parlak, 2006; Kayaoglan et al., 2016):

1) Массив Троодос формируется над внутриокеанической зоной субдукции (90 млн лет, поздний турон).

2) Массив Троодос движется на север в зону субдукции южного фланга Таврского континентального блока, где происходит коллизия Троодос/Мамония и формирование покровов Мамония.

Таким образом, в ходе исследований мы видим отчетливую тенденцию к детализации геологической истории, выявлению стадийности процессов и уточнению времени их прохождения. Однако здесь можно заметить и то, что до последнего времени все еще недостаточно используются биостратиграфические данные, в том числе по таким объектам, как формации Перापеди, Каннавиу и Лефкара. Кроме того, в предложенных схемах наблюдается неполнота данных по хаотическим комплексам верхнего мезозоя Кипра: ничего не сказано о тектоническом меланже Мамония, недостаточны сведения по стратиграфии олистоstromовой формации Мони. Между тем природа и возраст хаотических комплексов верхнего мезозоя Кипра имеют ключевое значение для понимания геологической истории региона.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ХАОТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КИПРА, ИХ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ

Хаотические комплексы, нередко называемые в литературе меланжами вне зависимости от их природы, выделяются на Кипре давно (Lapierre, 1975; Ealey, Knox, 1975; Cleintuar et al., 1977; Robertson, 1977a; Swarbrick, Naylor, 1980), однако за все время исследований была сделана лишь одна попытка их всестороннего анализа и классификации с выделением тектонических и обособлением седиментационных типов хаотических образований (Krylov et al., 2005). За последние годы появился ряд новых фактов, позволяющих уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть эту классификацию, прежде всего с учетом данных по составу и возрасту хаотических комплексов.

Меланж Мамония (тектонический меланж)

Ведущие специалисты по геологии Кипра длительное время не признавали существование тектонического меланжа в составе комплекса Мамония. Так, в районах Петра ту Ромиу (юго-западное побережье) и к югу от села Айя Варвара (к востоку от г. Пафос) традиционно выделялись и картировались вулканогенные образования группы Диаризос (формация Фасула триасового возраста), содержащие крупные блоки верхнетриасовых рифогенных известняков (формация Петра ту Ромиу) (Swarbrick, Robertson, 1980; Geological..., 1995, 1999). При этом в данной концепции не учитывалось наличие в этих районах в пределах картированных площадей группы Диаризос целого комплекса блоков разнообразных по возрасту и строению пород, не свойственных группе Диаризос, но характерных для группы Айос Фотиос и офиолитового комплекса Троодос.

Впоследствии в ходе изучения районов Петра ту Ромиу и Айя Варвара было убедительно показано развитие здесь типичного тектонического меланжа (Krylov et al., 2005). При этом удалось установить, что меланж образует самую нижнюю пластину в системе покровов Мамония, что матрикс меланжа состоит из милонитизированных аргиллитов, алевролитов и отчасти вулканитов из комплекса Мамония, а блоки в меланже представлены преимущественно породами комплекса Мамония и в меньшей степени — породами комплекса Троодос. В то же время было сделано ошибочное заключение о наличии среди меланжа блоков известняков нижней части формации Лефкара (маастрихт—палеоген). Данное заключение, не подтвержденное литологическими и палеонтологическими свидетельствами, привело к неверному выводу о палеоценовом возрасте меланжа (Krylov et al., 2005; Festa et al., 2010).

Почти в то же время появились сведения о наличии в составе меланжа блоков кремнистых пород с юрскими радиоляриями, однако исследование этих микроостатков не было проведено (Martini et al., 2009). Кроме этого, тектонический меланж Мамония был выделен как самостоятельная картируемая единица на геологических картах в районе Айя Варвара (Geological..., 2008) и на полуострове Акамас (Geological..., 2015), причем меланж был показан как верхнемеловые образования, однако детальное описание меланжа не публиковалось.

В ходе новейших исследований, проведенных в районах Петра ту Ромиу и Айя Варвара, удалось всесторонне изучить состав меланжа Мамония и возраст различных блоков, присутствующих в нем, наконец, более полно установить структурное положение меланжа (Bragin et al., 2021). Особое внимание при этом было уделено биостратиграфическим данным и выводам. Вкратце все полученные результаты сводятся к следующему:

Матрикс меланжа образован тектонизированными аргиллитами и алевролитами комплекса Мамония, происходящими преимущественно из состава формации Епископи (средняя юра—мел). В составе блоков выделяются: а) блоки комплекса Мамония: верхнетриасовые известняки формации Петра ту Ромиу (рис. 5а, 5б), верхнетриасовые вулканиты формации Фасула, верхнетриасовые известняки с кремнями из состава формации Фасула (слои Холетрия), верхнетриасовые лавобрекчии формации Лутра тис Афродитис, кремнистые породы из состава формации Епископи (средняя юра—низы верхнего мела) (рис. 5в), песчаники слоев Акамас из состава формации Епископи (нижний мел) (рис. 5б), кристаллические сланцы и амфиболиты формации Айя Варвара (возраст метаморфизма от 90 до 83 млн лет); б) блоки комплекса Троодос: серпентинизированные гарцбургиты, дайковые диабазы, вулканиты из состава комплексов пиллоу-лав, умбриты и кремнистые умбриты формации Перапеди (от среднего турона до верхнего сантона или нижнего кампана) (рис. 5г). Все контакты блоков и матрикса отчетливо тектонические, на поверхностях крупных блоков повсеместно наблюдаются зеркала скольжения, матрикс в приконтактных зонах особенно сильно милонитизирован (рис. 5в).

Важнейшее значение для датировки меланжа имеют данные по блокам. Так, наличие в одном из блоков кремнистых пород комплекса радиолярий зоны *Acanthocircus tympanum* нижнего турона (в том числе *Alievium superbum* (Squinabol), *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty и *Eostichomitra bonum* (Kozlova)) (Брагина, 2016) однозначно говорит в пользу формирования меланжа после раннего турона (табл. I, фиг. 9–12). В других блоках кремнистых пород обнаружены более древние комплексы радиолярий, например титонские

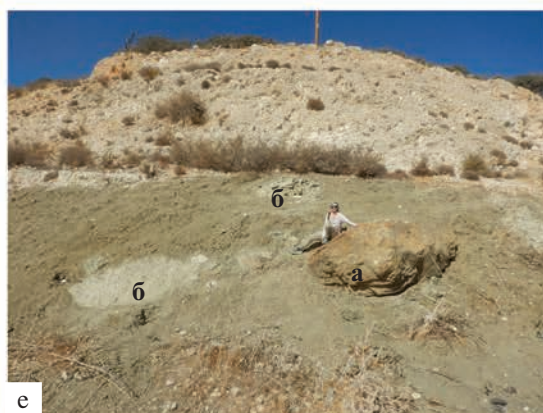


Рис. 5. Верхнемеловые хаотические комплексы и отложения осадочного чехла офиолитового комплекса Троодос. (а) — меланж Мамония в районе Петра ту Ромиу (юго-западное побережье Кипра), белые скалы — блоки верхнетриасовых рифогенных известняков формации Петра ту Ромиу; (б) — меланж Мамония в районе села Айя Варвара; а — блоки верхнетриасовых известняков формации Петра ту Ромиу, б — блоки нижнемеловых кварцевых песчаников (формация Епископи, слои Акамас); (в) — матрикс меланжа Мамония в районе Петра ту Ромиу, представленный перетертыми красными и зеленоватыми алевритами и аргиллитами с мелкими обломками кремнистых пород юрского и мелового возраста (масштабная линейка 10 см); (г) — обнажение формации Перепеди (умбриты и кремни среднего турона—верхнего сantonа) в карьере Мангалени (окрестности г. Лимасол); (д) — бентонитовые глины формации Каннавиу (средний—верхний кампан), несогласно перекрывающие образования серпентинитового меланжа в районе Петра ту Ромиу; а — милонитизированные серпентиниты с блоками диабазов и габброидов, б — бентонитовые глины с прослоями вулканомиктовых песчаников; (е) — обнажение формации Мони (верхний кампан) в районе села Парекклиша (окрестности г. Лимасол), в зеленоватых бентонитовых глинах заключены блоки нижнемеловых кварцевых песчаников (а) и светлых кремнистых пород титона—валанжина (б), выше залегают светлые рифогенные известняки миоцена; (ж) — разрез верхнемеловых отложений осадочного чехла массива Троодос у села Айос Димитрианос (юго-западный Кипр); а — бентонитовые глины формации Каннавиу (средний—верхний кампан), б — конгломерато-брекчии формации Катикас (нижний маастрихт—низы верхнего маастрихта), в — известняки и мергели формации Лефкара (маастрихт—палеоген); (з) — обнажение конгломерато-брекчий формации Катикас в районе села Айя Марина (юго-западный Кипр), в верхней части обнажения виден прослой светлых мергелей, откуда были получены комплексы наннопланктона (Morse, 1996).

(табл. I, фиг. 13, 14) и байосско-раннеоксфордские (табл. I, фиг. 15, 16). Присутствие блоков метаморфических пород формации Айя Варвара указывает на то, что меланж, скорее всего, сформировался после интервала, соответствующего времени протекания метаморфизма (поздний турон—сантон). В пользу этого свидетельствует и наличие блоков из состава массива Троодос, особенно блоков пород формации Перепеди (средний турон—верхний сантон) (Брагина, 2016; Bragina et al., 2021). Следовательно, меланж формировался заведомо после раннего турона. Более того, можно вполне обоснованно предполагать относительно молодой (возможно, позднесантонско-раннекампанский) возраст меланжа, поскольку тогда можно объяснить нахождение в меланже блоков метаморфитов формации Айя Варвара и гидротермально-кремнистых образований формации Перепеди.

Структурное положение меланжа Мамония следующее (рис. 6). В обоих районах (Петра ту Ромиу и Айя Варвара) меланж Мамония перекрывается тектонической пластиной сильно измененных милонитизированных серпентинитов (рис. 5д), содержащих блоки верхнетриасовых известняков из состава комплекса Мамония, а также дайковых диабазов и других пород комплекса Троодос. Данные образования также следует рассматривать как меланж, но с серпентинитовым матриксом и преобладанием блоков пород массива Троодос. Серпентинитовый меланж, скорее всего, формировался одновременно с меланжем Мамония. Следует отметить, что наличие блоков комплекса Мамония в составе серпентинитов на юго-западе Кипра отмечалось и ранее (Swarbrick, 1993), но не было интерпретировано в пользу развития тектонических меланжей.

Серпентинитовый меланж, тектонически перекрывающий образования меланжа Мамония, в свою очередь в районе Петра ту Ромиу с размы-

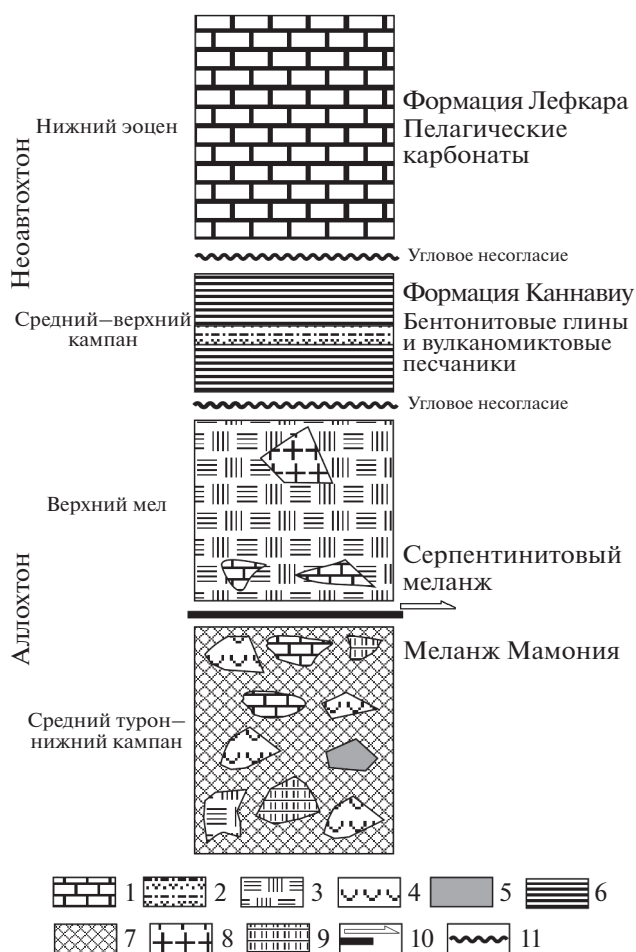


Рис. 6. Разрез, схематически показывающий структурное положение меланжа Мамония в районе Петра ту Ромиу (Bragin et al., 2021). Разрез выполнен вне масштаба.

1 — известняки; 2 — вулканомиктовые песчаники; 3 — серпентиниты; 4 — основные вулканы; 5 — метаморфиты; 6 — бентонитовые глины; 7 — песчано-глинистый матрикс меланжа Мамония; 8 — диабазы; 9 — кремнистые породы; 10 — надвиг; 11 — несогласие.

вом и несогласием перекрыт бентонитовыми глинами и вулканомиктовыми песчаниками формации Каннавиу (рис. 5д), причем в серпентинитах вблизи контакта с бентонитами установлены признаки подводного выветривания (Gilbert, Robertson, 2013). В ходе новейших исследований стратиграфический объем формации Каннавиу уточнен по планктонным фораминиферам в пределах среднего–верхнего кампана (Bragina et al., 2022). Это означает, что возраст меланжа Мамония не может быть моложе раннего кампана или начала среднего кампана. Дополнительно следует указать, что формация Каннавиу в районе Петра ту Ромиу перекрыта с несогласием и стратиграфическим перерывом известняками средней части формации Лефкара (нижний эоцен) (Krashennikov, Kaleda, 2005; Gilbert, Robertson, 2013), т.е. палеоценовые отложения в данной местности неизвестны. По всей совокупности имеющихся данных можно предполагать, что меланж Мамония сформировался в конце сантонского или начале кампанского века.

Формация Мони (олистострома)

Под названием “формация Мони” первоначально выделялись все верхнемеловые бентонитовые отложения, в составе которых обособлялся так называемый “меланж Мони” – толща бентонитовых глин с блоками разнообразных пород комплексов Мамония (представлены все типы пород данного комплекса) и Троодос (Pantazis, 1967). Впоследствии чисто бентонитовая толща была выделена как формация Каннавиу (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, 1977b), а толща бентонитовых глин с блоками более древних пород – как “меланж Мони” (Robertson, 1977a), а затем как формация Мони (Swarbrick, Robertson, 1980).

Следует отметить, что уже в ранних работах, несмотря на частое использование термина “меланж”, формация Мони описывалась как типичная олистострома (Robertson, 1977a). Данный вывод убедительно подтверждался следующими фактами: седиментационный характер матрикса, содержащего прослойки вулканомиктовых песчаников и кремнистых аргиллитов, седиментационный характер контактов между блоками и матриксом, более молодой возраст матрикса по сравнению с блоками, стратиграфические нижний и верхний контакты формации Мони. Эти выводы были дополнительно усилены результатами последующих работ, которые показали, что формация Мони в наиболее типичных разрезах в районе г. Лимасол литостратиграфически подразделяется на три толщи, причем в верхней толще разреза наблюдаются пачки бентонитовых глин, не содержащие олистолитов и чередующиеся с олистостромовыми пачками, где глины вмещают блоки разных пород из состава комплекса Мамония,

особенно нижнемеловых радиоляритов и песчаников (рис. 4б, 5е) (Брагина, Брагин, 2006).

В ходе последних лет были проведены исследования микрофаунистических комплексов в образованиях формации Мони. Так, в ходе изучения олистолитов удалось выявить наиболее молодые блоки кремнистых пород, датированные по раннетуронским комплексам радиолярий зоны *Acanthocircus tympanum* (Брагина, Брагин, 2006; Bragina, Bragin, 2016). Эта датировка полностью совпадает с данными по наиболее молодым блокам в меланже Мамония (Bragin et al., 2021) и дополнительно подтверждает расширение стратиграфического интервала комплекса Мамония до нижнего турона включительно. Кроме того, были исследованы радиолярии из матрикса формации Мони, причем удалось показать близость их комплексов к таковым из формации Каннавиу и принадлежность их к нижней части зоны *Amphipyndax tyloatus* (Брагина, Брагин, 2006). Однако для биостратиграфии формации Мони ведущее значение имеют фораминиферы. Детальное исследование этих микроостатков позволило сделать вывод о том, что данная формация должна быть отнесена к верхней части верхнего кампана, поскольку по комплексам планктонных фораминифер здесь устанавливается интервал от зоны *Globotruncana aegyptiaca* до низов зоны *Gansserina gansseri* (Корчагин, 2011). Таким образом, наблюдается некоторая разница в датировках формаций Каннавиу и Мони, которые имеют значительное литологическое сходство и, казалось бы, должны считаться фациальными аналогами. Данное различие возрастных датировок требует дополнительных исследований.

Тем не менее по своим характеристикам (седиментационный характер, стратиграфические контакты, широкое развитие олистолитов, в том числе очень крупных, достигающих сотен метров, наконец, идентичность состава большинства олистолитов и образований системы покровов Мамония) формация Мони с уверенностью может быть отнесена к олистостромам, сформированным за счет разрушения фронтальной зоны тектонического покрова, или, пользуясь классификацией М.Г. Леонова (1981), к тектоно-гравитационным микститам. Возраст таких олистостром имеет определяющее значение для датировки самого процесса покровообразования или шарьирования, а отсюда вытекает чрезвычайная важность исследований микрофауны (планктонных фораминифер и радиолярий) из матрикса олистостромы.

Формация Катикас (гравитационный микстит)

Данная формация представлена конгломерато-брекчиями мощностью до 200 м, развитыми на юго-западе Кипра. Конгломерато-брекчии имеют песчано-глинистый цемент красноватых тонов,

образованный за счет глинистых пород комплекса Мамония (преимущественно формации Епископи и Мавроколимпос юрско-мелового возраста) (рис. 5ж). Обломочный материал представлен полуокатанными и неокатанными фрагментами всех типов пород комплексов Мамония и Троодос, размеры обломков от нескольких сантиметров до нескольких метров, сортировка выражена слабо, но наблюдается грубая слоистость. Так, в составе разреза пачки красного и буро-малинового цвета могут чередоваться с пачками розовато-серого цвета. В некоторых разрезах встречаются протяженные прослои (до 10–20 см мощности) белых мергелей и мелоподобных известняков (рис. 5з), из которых известны комплексы нанно-фоссилий, характерные для интервала зон CC23b–CC25a (нижний маастрихт–низы верхнего маастрихта) (Morse, 1996). Таким образом, это наиболее молодая из всех хаотических толщ мезозоя Кипра.

Формация Катикас имеет стратиграфические контакты с подстилающими и перекрывающими толщами. Она может залегать на образованиях комплекса Мамония, на бентонитах формации Каннавиу, а в некоторых случаях и на образованиях комплекса Троодос (Swarbrick, Robertson, 1980). Нижний контакт формации Катикас отчетливо несогласный, иногда эрозионный. На формации Катикас залегают карбонатные отложения формации Лефкара, в некоторых случаях со стратиграфическим перерывом (Morse, 1996; Peybernes et al., 2005). Формация Катикас интерпретируется как отложения подводных грязевых потоков, возникавших при размыве и разрушении уже сформировавшихся покровных структур комплексов Мамония и Троодос (Swarbrick, Naylor, 1980). В силу обилия рыхлых и слабо сцементированных пород в составе комплекса Мамония (формации Епископи и Мавроколимпос в значительной степени сложены глинами, аргиллитами, тонкослоистыми алевритами), после формирования покровов произошло быстрое выравнивание подводного рельефа с размывом и разрушением склонов. Формация Катикас согласно классификации М.Г. Леонова (1981) может быть отнесена к чисто гравитационным микститам.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КИПРА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Полученные к настоящему времени новые данные по стратиграфии и датировке верхнемеловых образований Кипра, в том числе хаотических комплексов, позволяют не только уточнить время протекания важнейших геологических событий, но и наметить основные этапы геологической истории региона в позднемеловую эпоху.

Благодаря многолетним работам по радиоляриевой стратиграфии мезозоя Кипра, к настоящему

времени удалось установить, что стратиграфический интервал комплекса Мамония не ограничен нижним мелом (готеривом), как до сих пор считалась часть исследователей (Swarbrick, Robertson, 1980; Torley, Robertson, 2018), и что наиболее молодыми образованиями комплекса Мамония являются радиоляриевые кремни альба–сеномана (Bragin et al., 2000; Брагина, Брагин, 2006) или нижнего турона (Bragina, Bragin, 2016; Bragin et al., 2021). Данные определения сделаны как в разрезах комплекса Мамония, так и в глыбах в составе меланжа Мамония и олистостромы Мони. Верхний стратиграфический предел комплекса Мамония, таким образом, – нижний турон (рис. 7), и это первый важный пункт в восстанавливаемой хронологии геологических событий позднемеловой истории Кипра.

Следующим принципиальным достижением является разработка детальной стратиграфии формации Перапеди по радиоляриям. Железо-марганцевые и кремнистые породы этой формации начали отлагаться сразу после завершения активных излияний основных вулканитов Троодоса. Наиболее древние отложения формации Перапеди охарактеризованы комплексом радиолярий зоны Actinomma (?) belbekense (верхняя часть среднего турона–верхний турон; Брагина, 2016). Далее хорошо прослеживается последовательность радиоляриевых зон верхов верхнего турона–сантона (рис. 7). Венчается разрез формации Перапеди отложениями с комплексом радиолярий зоны Afens perapediensis (верхняя часть верхнего сантона; Брагина, 2016). Следует отметить, что данная зона может включать и часть нижнего кампана – это можно предполагать по результатам прослеживания биостратона Afens perapediensis в Крыму (Брагина и др., 2016) и Сербии (Bragina et al., 2019). В итоге общий интервал формации Перапеди соответствует по меньшей мере среднему турону–верхнему сантону включительно, что практически совпадает с периодом (90–83 млн лет) метаморфизма части комплекса Мамония (формация Айя Варвара) (рис. 7). Такое совпадение не может быть случайным. Образование формации Айя Варвара связано с динамометаморфизмом (Malpas et al., 1992) в условиях высоких температур (Bailey et al., 2000). Динамометаморфизм интерпретируется как результат коллизии между комплексами Мамония и Троодос, в ходе которой одновременно образовались метаморфиты Айя Варвара, милониты по серпентинизированным гарцбургитам Троодоса и отложения формации Перапеди, связанные с поствулканической гидротермальной деятельностью массива Троодос. Несколько позже произошло выведение серпентинитов комплекса Троодос на дно бассейна (Gilbert, Robertson, 2013).

Этот же временной интервал от среднего турона до позднего сантона и, возможно, начала кам-

пана включает и время формирования меланжа Мамония, которое, скорее всего, следует определять в пределах позднего сантона—раннего кампана (рис. 7), поскольку в составе меланжа встречаются метаморфиты Айя Варвара и породы формации Перापеди, а сами структуры меланжа перекрыты средне-верхнекампанскими отложениями формации Каннавиу. Меланж Мамония, как отмечалось ранее, имеет коллизионную природу (Krylov et al., 2005; Festa et al., 2010; Bragin et al., 2021). Таким образом, получается, что после завершения осадконакопления комплекса Мамония в среднем туроне начались процессы коллизии Мамония/Троодос, сопровождавшиеся образованием метаморфитов Айя Варвара и накоплением гидротермально-осадочных отложений формации Перапеди. Эти процессы завершились в позднем сантоне—начале кампана формированием терригенно-вулканокластического меланжа Мамония и сопутствующего серпентинитового меланжа (рис. 7).

Следующий этап геологической истории Кипра охватывает средний кампан и поздний кампан, когда благодаря активизации вулканической дуги Кирении произошло накопление преимущественно пирокластических отложений формации Каннавиу. Почти тогда же, в конце кампана, образовались олистостромовые отложения формации Мони, содержащие массу блоков, происходящих из состава комплекса Мамония (рис. 7). Накопление олистостромы происходило в течение формирования системы покровов Мамония за счет разрушения фронтальной части этой системы. Ранее по ряду структурных признаков комплекса Мамония было установлено, что движение покровов происходило с юго-запада на северо-восток (в современных координатах), а с учетом последующего вращения Кипрского блока — с северо-запада на юго-восток (Robertson, Woodcock, 1979). Следовательно, фронт системы покровов был направлен на юго-восток. Но тогда интересно, что в составе олистолитов формации Мони радиоляриевые кремни мелового возраста, особенно альба—турона, встречаются намного чаще, чем в разрезах собственно комплекса Мамония. Это может говорить о фациальной неоднородности меловых отложений комплекса, в силу чего в состав олистостромы попала самая юго-восточная и наиболее удаленная от Таврского континентального блока часть комплекса Мамония, которая, соответственно, содержала больше глубоководных кремнистых отложений.

Формирование олистостромы заняло сравнительно короткий промежуток времени и к началу

маастрихта, по-видимому, уже прекратилось. Здесь необходимо указать на серьезную проблему, заключающуюся в сопоставлении формаций Каннавиу и Мони. Обе толщи в значительной мере сложены бентонитовыми глинами, имеющими сходный состав и, вероятно, одинаковое происхождение. Различие между формациями сводится к обилию чужеродных блоков в составе олистостромы Мони. Формацию Мони можно было бы рассматривать как фациальный аналог формации Каннавиу, и эта мысль кажется привлекательной. Однако имеющиеся биостратиграфические данные пока говорят о разном возрасте этих толщ, что требует объяснения. Возможны два варианта: 1) Каннавиу и Мони составляют единый комплекс с фациальным переходом от обычных осадочных отложений к олистостроме, но при этом комплекс является диахронным, его восточные разрезы охватывают более высокий стратиграфический интервал; 2) Каннавиу и Мони являются двумя отдельными разновозрастными толщами. Данная проблема может быть решена лишь при особо детальных площадных биостратиграфических исследованиях.

В маастрихте наступает завершающий этап формирования структуры Кипра. После окончания процессов покровообразования на юго-западе Кипра возникла область подводного расчлененного рельефа. Склоны подводных возвышенностей были в значительной мере сложены рыхлыми и слабо литифицированными глинами, аргиллитами и алевролитами комплекса Мамония. Вплоть до начала позднего маастрихта происходило быстрое разрушение этих возвышенностей и сход подводных грязевых потоков, отложения которых известны как формация Катикас (рис. 7).

После этого наступило время накопления карбонатных осадков формации Лефкара. Следует отметить, что до настоящего времени мы не знаем точного времени начала этого процесса, так как стратиграфия маастрихтских отложений формации Лефкара пока недостаточно изучена. В большинстве разрезов маастрихтские отложения охарактеризованы лишь радиоляриями, но имеющиеся ныне биостратиграфические схемы по этой группе еще не позволяют детально расчленять маастрихтский ярус (Sanfilippo, Riedel, 1985; Брагина, Брагин, 2020). В то же время планктонные фораминиферы в породах формации Лефкара обычно имеют неудовлетворительную сохранность вследствие частичного растворения в глубоководных условиях. Немногие опубликованные определения маастрихтских фораминифер из формации Лефкара были приведены без изображений (Mantis, 1970; Krashenninnikov,

Рис. 7. Зональные шкалы верхнего мела (турон—маастрихт) по микрофоссилиям (планктонные фораминиферы, наннопланктон и радиолярии) и корреляция важнейших геологических событий позднемеловой истории острова Кипр. Показаны изотопные датировки границ ярусов, в млн лет (Gale et al., 2020).

Ярус	Подъярус	Зоны по планктонным фораминиферам (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Gale et al., 2020)	Зоны и подзоны по нанопланктону (Sissingh, 1977, 1978; Perch-Nielsen, 1985; Sinnyovsky, 2015)		Зоны по радиолариям (Брагина, 2016; Sanfilippo, Riedel, 1985)	Важнейшие события геологической истории Кипра в позднем мелу		
66.04	Верхний	Plummerita hantkeninoides	CC26	b	Amphipyndax tylotus	↑ Накопление формации Катикас ↕ Олистострома Мони. Формирование покровов Мамония ↓		
		Pseudoguembelina hariaensis		a				
		Abathomphalus mayaroensis	CC25	c				
		Raceguembelina fruticosa		b				
	Нижний	Pseudoguembelina palpebra	CC24	a				
72.17		Gansserina gansseri	CC23	b				
	Globotruncana aegyptiaca	a						
	Globotruncanella havanensis							
	Radotruncana calcarata							
Средний	Contusotruncana plummerae	CC22	Amphipyndax pseudoconulus	↑ Накопление формации Каннавиу ↕ Олистострома Мони. Формирование покровов Мамония ↓				
		CC21						
		CC20						
	Нижний	Globotruncanita elevata			CC19			
		CC18						
83.65	Верхний	Dicarinella asymetrica			CC17	Afens perapediensis	↑ Перапеди ↕ Формирование меланжа Мамония ↓	
	Средний				CC16	Crucella robusta		
		Нижний				CC15 ? CC14		Theocampe urna
85.70	Dicarinella concavata				CC13	Cyprodictyomitra longa		↑ Метаморфизм комплекса Мамония (формация Айя Варвара) Начало коллизии Троодос/Мамония ↓
		Средний				Alievium praegallowayi		
			Нижний					
89.39	Верхний	Marginotruncana schneegansi		CC12	Actinomma (?) belbekense	↑ Формирование гидротермально-осадочных отложений ↓		
	Средний	Helvetoglobotruncana helvetica	CC11	Phaseliforma turovi				
				Patellula selbukhraensis				
Нижний	Whiteinella archaeocretacea		Acanthocircus tympanum	Завершение формирования комплекса Мамония				
93.90								

Kaleda, 2005). Эти микрофоссилии нуждаются в новом изучении.

Поскольку в основании формации Лефкара имеется стратиграфический перерыв и поскольку нижележащая формация Катикас датирована ранним маастрихтом—началом позднего маастрихта (Morse, 1996), не исключено, что накопление формации Лефкара могло начаться диахронно — местами в начале маастрихта, местами в позднем маастрихте (рис. 2). Так или иначе, в середине маастрихта наступает новый, длительный этап геологической истории Кипра (поздний маастрихт—олигоцен) (рис. 7), знаменующийся сравнительно спокойной глубоководной карбонатной седиментацией, временами прерывавшейся подводными размывами и демонстрировавшей тенденцию к уменьшению глубин, ставшую очевидной в эоцене (Krashennnikov, Kaleda, 2005).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе многолетних исследований получен ряд новых данных по стратиграфии верхнего мела острова Кипр, позволяющих уточнить датировку важнейших геологических событий и выделить основные этапы геологической истории региона в позднемеловую эпоху. Главные выводы по стратиграфии, датировке и корреляции геологических событий сводятся к следующему:

1. Формирование комплекса Мамония завершилось в раннем туроне, а не в готериве, как считалось ранее.

2. Накопление гидротермально-осадочных образований формации Перапеди происходило со среднего турона до конца сантона и, возможно, начала кампана.

3. Тектонический меланж Мамония образовался в период со среднего турона до конца сантона—начала кампана, причем наиболее вероятно его формирование в конце сантона—начале кампана.

4. Формация Каннавиу отлагалась в течение среднего кампана—начала позднего кампана.

5. Формация Мони (олистострома) образовалась в конце кампана. В это же время сформировался пакет покровных пластин комплекса Мамония.

Важнейшие этапы позднемеловой геологической истории Кипра следующие:

1. Ранний турон. Завершение формирования осадочных и вулканогенно-осадочных образований комплекса Мамония.

2. Средний турон—ранний кампан. Коллизия комплексов Троодос и Мамония, метаморфизм части комплекса Мамония, гидротермальная деятельность в пределах комплекса Троодос. По завершении этапа (конец сантона—ранний кампан) —

образование меланжа Мамония и начало формирования пакета покровов комплекса Мамония.

3. Средний и поздний кампан. Возникновение Киренийской вулканической дуги, накопление пирокластических образований формации Каннавиу. В конце этапа — завершение формирования системы покровов комплекса Мамония и образование олистостромовой формации Мони.

4. Ранний маастрихт. Разрушение подводного рельефа, образовавшегося в ходе процессов формирования системы покровов Мамония, накопление формации Катикас (гравитационные микститы).

5. Поздний маастрихт. Доминирование глубоководной карбонатной седиментации (формация Лефкара).

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FM-MG-2021-0003) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-25001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Стратиграфия мезозойских (верхний триас—нижний мел) вулканогенно-осадочных образований группы Диаризос аллохтонного комплекса Мамония (Кипр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 16—30.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 28—37.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Стратиграфия и условия формирования кремнисто-терригенных отложений юры Юго-Западного Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 29—39.
- Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений Тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 1—26.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии и стратиграфия кампан-маастрихтских отложений Юго-Западного Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 147—155.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия и радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди верхнего мела Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 38—45.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия и радиолярии верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового комплекса Аракапас (Кипр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 50—66.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Особенности развития радиолярий в кампане и маастрихте и перспективы детальной стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 102—113.
- Брагина Л.Г., Бенямовский В.Н., Копачев Л.Ф. Радиолярии, фораминиферы и биостратиграфическое расчленение коньяка—кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44—63.

- Казьмин В.Г. О тектонических условиях становления комплексов Троодос и Мамония (о-в Кипр) // Геотектоника. 1991. № 6. С. 104–116.
- Корчагин О.А. Планктонные фораминиферы и биостратиграфия верхнего кампана–нижнего маастрихта формации Мони, Южный Кипр // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 57–77.
- Леонов М.Г. Олистромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 178 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344).
- Al-Riyami K., Danelian T., Robertson A.H.F. Radiolarian biochronology of Mesozoic deep-water successions in NW Syria and Cyprus: implications for south-Tethyan evolution // Terra Nova. 2001. V. 14. P. 217–280.
- Bailey W.R., Holdsworth R.E., Swarbrick R.E. Kinematic history of a reactivated oceanic suture: the Mamonia Complex Suture Zone, SW Cyprus // J. Geol. Soc. London. 2000. V. 157. № 6. P. 1107–1126.
- Biju-Duval B., Lapiere H., Letouzey J. Is the Troodos Massif (Cyprus) allochthonous? // Bull. Soc. Géol. Fr. 1976. V. 18. P. 1347–1356.
- Blome C.D., Irwin W.P. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 401–404.
- Bragin N.Y. Late Triassic radiolarians of southern Cyprus // Paleontol. J. 2007. V. 41. P. 951–1029.
- Bragin N.Y., Krylov K.A. Early Norian Radiolaria from Cyprus // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 4. P. 539–569.
- Bragin N.Y., Bragina L.G., Krylov K.A. Albian-Cenomanian deposits of the Mamonia Complex, Southwestern Cyprus // Proc. Third Int. Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean, Nicosia, Cyprus. Eds. Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 2000. P. 309–315.
- Bragin N., Bragina L., Tsiolakis E., Symeou V. The Upper Cretaceous Mamonia Mélange (Petra tou Romiou, southwestern Cyprus): composition and age // Cretaceous Res. 2021. V. 125. 104850.
- Bragin N., Ledneva G., Bragina L., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N. The radiolarian age and petrographic composition of a block of the Lower Jurassic volcanoclastic breccia and chert of the Mamonia Complex, SW Cyprus // Geol. Croat. 2022. V. 75. № 1. P. 115–128.
- Bragina L.G. Radiolarian biostratigraphy of the Perapedhi Formation (Cyprus): implications for the geological evolution of the Troodos Ophiolite // Bull. Soc. Géol. Fr. 2012. V. 183. № 4. P. 347–353.
- Bragina L.G., Bragin N.Y. Cretaceous (Albian to Turonian) radiolarians from chert blocks of Moni Mélange (Southern Cyprus) // Rev. Micropaléontol. 2016. V. 59. № 4. P. 311–338.
- Bragina L.G., Bragin N.Y., Kopaevich L.F., Djerić N., Gerzina Spajić N. Stratigraphy and microfossils (radiolarians and planktonic foraminifers) of the Upper Cretaceous (upper Santonian–lower Campanian) Struganik limestone (Western Serbia) // Palaeoworld. 2019. V. 28. P. 361–380.
- Bragina L., Bragin N., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N., Proshina P. Late Cretaceous (Coniacian) age of the Perapedhi Formation in the Akamas Peninsula, Cyprus // Cretaceous Res. 2021. V. 127. 104912.
- Bragina L., Proshina P., Bragin N., Tsiolakis E., Symeou V., Papadimitriou N. Radiolaria and planktonic foraminifera from Sarama composite section of the Kannaviou Formation (Campanian, Upper Cretaceous, Cyprus) // Palaeoworld. 2022. V. 31. № 4. P. 704–722. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2022.01.007>
- Chen Y., Niu Y., Shen F., Gao Y., Wang X. New U–Pb zircon age and petrogenesis of the plagiogranite, Troodos ophiolite, Cyprus // Lithos. 2020. V. 362–363. 105472.
- Chen G. Provenance-related studies of Triassic-Miocene Tethyan sedimentary and igneous rocks from Cyprus. Unpublished PhD thesis. University of Edinburgh, 2018. 484 p.
- Chen G., Robertson A.H.F. Provenance and magmatic-tectonic setting of Campanian-aged volcanoclastic sandstones of the Kannaviou Formation in western Cyprus: evidence for a South-Neotethyan continental margin volcanic arc // Sediment. Geol. 2019. V. 388. P. 114–138.
- Chen G., Robertson A.H.F. User's guide to the interpretation of sandstones using whole-rock chemical data, exemplified by sandstones from Triassic to Miocene passive and active margin settings from the Southern Neotethys in Cyprus // Sediment. Geol. 2020. V. 400. 105616.
- Cirilli S., Martini R., Tekin K., Spina A. Sedimentology and palynofacies of the Triassic Gokdere-type pelagic succession in Western Taurides (Southern Turkey): implications for palaeogeographic reconstruction // Darius Programme – Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic. Paris, 2014. P. 48–49.
- Cleintuar M.R., Knox G.J., Ealey P.J. The geology of Cyprus and its place in the East-Mediterranean framework // Geol. Mijnbouw. 1977. V. 56. P. 66–82.
- Clube T.M.M., Robertson A.H.F. The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic–Early Cenozoic plate tectonic framework of the eastern Mediterranean // Surv. Geophys. 1986. V. 8. P. 375–437.
- Clube T.M.M., Creer K.M., Robertson A.H.F. The palaeorotation of the Troodos microplate // Nature. 1985. V. 317. P. 522–525.
- Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastriachian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // News. Stratigr. 2015. V. 48. № 1. P. 47–90.
- Ealey P.J., Knox G.J. The pre-Tertiary rocks of S.W. Cyprus // Geol. Mijnbouw. 1975. V. 54. P. 85–100.
- Elderfield H., Gass I.G., Hammond A., Bear L.M. The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus // Sedimentology. 1972. V. 19. P. 1–19.
- Festa A., Pini G.A., Dilek Y., Codegone G. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts // Int. Geol. Rev. 2010. V. 52. № 10–12. P. 1040–1105.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S. The Cretaceous Period // Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Elsevier, 2020. P. 1023–1086.
- Garzanti E., Andro S., Scutella M. Actualistic ophiolite provenance; the Cyprus case // J. Geol. 2000. V. 108. P. 199–218.
- Gass I.G. The petrography, structure and evolution of the Troodos Massif, Cyprus. Unpublished PhD thesis. University of Leeds, 1960. 279 p.
- Gass I.G. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // Nature. 1968. V. 220. P. 39–42.

- Gass I.G.* The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // *Ophiolites. Proc. Int. Ophiol. Symp.*, Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Dept., 1980. P. 23–25.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of Cyprus. Scale 1:250000. Revised Edition. Ed. Constantinou G. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1995.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological Map of the Ayia Varvara-Pentalia Area. Sheet 17 III. Scale 1 : 25000. Ed. Constantinou G. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1999.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of Paphos-Kallepeia area. Sheet 16 III-IV. Scale 1 : 25000. Ed. Michaelides P. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 2008.
- Geological Survey Department of Cyprus. Geological map of the Pegeia-Steni area. Sheet 16 I-II. Scale 1 : 25000. Ed. Constantinou C. Nicosia, Cyprus: Geol. Surv. Dept. Cyprus, 2015.
- Gilbert M.F., Robertson A.H.F.* Field relations, geochemistry and origin of the Upper Cretaceous volcanoclastic Kannaviou Formation in western Cyprus: evidence of a southerly Neotethyan volcanic arc // *J. Geol. Soc. London*. 2013. V. 372. P. 273–298.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Hilgen F.J.* On the Geologic Time Scale // *News. Stratigr.* 2012. V. 45. № 2. P. 171–188.
- Karaoglan F., Parlak O., Hejl E., Neubauer F., Kloetzli U.* The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): evidence from U–Pb, Ar–Ar and fission track chronology // *Gondwana Res.* 2016. V. 33. P. 190–208.
- Khokhlova I.E., Bragina L.G., Krasheninnikov V.A.* Zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits of the key Perapedhi section (Southern Cyprus) by means of radiolarians and correlation with the foraminiferal zones // Geological structure of the Northeastern Mediterranean. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 1994. P. 219–250.
- Krasheninnikov V.A., Kaleda K.G.* Stratigraphy and lithology of the neoautochthon // Geological framework of the Levant. Vol. I. Cyprus and Syria. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Beniamini C., Flexer A. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 101–126.
- Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Y.* Chaotic rock complexes in South-Western and Central Cyprus // Geological framework of the Levant. Vol. I. Cyprus and Syria. Eds. Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Beniamini C., Flexer A. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 2005. P. 127–134.
- Lapierre H.* Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le Massif du Troodos (Chypre occidentale). *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 1975. 123 p.
- Lauer J.P., Barry P.* Etude paléomagnétique des ophiolites de Chypre // *Sci. Terre Réunion Annuaire*. 1976. V. 4. 255 p.
- Lord A.R., Panayides I., Urquhart E., Xenophontos C.* A bio-chronostratigraphical framework for the Late Cretaceous–Recent circum-Troodos sedimentary sequence, Cyprus // *Proc. Third Int. Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean*. Eds. Panayides I., Xenophontos C., Malpas J. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 2000. P. 289–298.
- Malpas J., Xenophontos C., Williams D.* The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: a product of complex collisional tectonics // *Tectonophysics*. 1992. V. 212. P. 193–211.
- Mantis M.* Upper Cretaceous–Tertiary foraminiferal zones in Cyprus // *Cyprus Res. Centre. Nicosia*. 1970. V. 3. P. 227–241.
- Martini R., Peybernés B., Moix P.* Late Triassic foraminifera in reefal limestones of SW Cyprus // *J. Foraminiferal Res.* 2009. V. 39. № 3. P. 218–230.
- Moores E.M., Vine F.J.* The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // *Phil. Trans. R. Soc. London*. 1971. V. 268. P. 443–466.
- Moores E.M., Robinson P.T., Malpas J., Xenophontos C.* A model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites // *Geology*. 1984. V. 12. P. 500–503.
- Morris A.* A review of palaeomagnetic research in the Troodos ophiolite, Cyprus // *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. Eds. Morris A., Tarling D.H. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 105. P. 311–324.
- Morse T.J.* Biostratigraphical constraints (calcareous nanofossils) on the Late Cretaceous to Late Miocene evolution of S.W. Cyprus. Durham theses. Durham University, 1996. 123 p.
- Mukasa S.B., Ludden J.N.* Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance // *Geology*. 1987. V. 15. № 9. P. 825–828.
- Pantazis T.M.* The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavassos area // *Mem. Geol. Surv. Dep. Cyprus*. 1967. V. 8. 120 p.
- Parlak O.* Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun–Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region // *Int. J. Earth Sci.* 2006. V. 95. P. 609–627.
- Perch-Nielsen K.* Mesozoic calcareous nanofossils // *Plankton stratigraphy*. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 329–426.
- Peybernés B., Fondecave-Wallez M.-J., Cugny P.* Diachronism in the sedimentary cover around the Troodos ophiolitic massif (Cyprus) // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2005. V. 176. № 2. P. 161–169.
- Robertson A.H.F.* The Moni Melange, Cyprus: an olistostrome formed at a destructive plate margin // *J. Geol. Soc. London*. 1977a. V. 133. P. 447–466.
- Robertson A.H.F.* The Kannaviou Formation, Cyprus: volcanoclastic sedimentation of a probable Late Cretaceous volcanic arc // *J. Geol. Soc. London*. 1977b. V. 134. P. 269–292.
- Robertson A.H.F.* Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // *Lithos*. 2002. V. 65. P. 1–67.
- Robertson A.H.F., Hudson J.D.* Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus // *Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea*. Eds. Hsü K.J., Jenkyns H.C. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1974. P. 403–436.

- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Mamonia Complex, southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1979. V. 90. P. 651–665.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Bilelyeri Group, Antalya Complex: deposition on a Mesozoic continental margin in S. W. Turkey // *Sedimentology*. 1981. V. 28. P. 381–401.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.H.* Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey // *Eclogae Geol. Helv.* 1982. V. 75. P. 517–562.
- Robertson A.H.F., Xenophontos C.* Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus // *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Eds. Prichard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1993. V. 76. P. 85–119.
- Sanfilippo A., Riedel W.R.* Cretaceous Radiolaria // *Plankton Stratigraphy*. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 573–630.
- Sinnyovsky D.* Upper Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy of Bulgaria. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2015. 142 p.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geol. Mijnbouw*. 1977. V. 56. P. 37–65.
- Sissingh W.* Microfossil biostratigraphy and stage stratotypes of the Cretaceous // *Geol. Mijnbouw*. 1978. V. 57. P. 433–440.
- Swarbrick R.E.* The Mamonia Complex of SW Cyprus: a Mesozoic continental margin and its relationship to the Troodos Complex // *Proc. Int. Ophiolite Symposium, Cyprus*. Ed. Panayiotou A. Nicosia, Cyprus: Cyprus Geol. Surv. Dept., 1979. P. 86–92.
- Swarbrick R.E.* Sinistral strike-slip and transpressional tectonics in an ancient oceanic setting: the Mamonia Complex, southwest Cyprus // *J. Geol. Soc. London*. 1993. V. 150. P. 381–392.
- Swarbrick R.E., Naylor M.A.* The Kathikas melange, SW Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows // *Sedimentology*. 1980. V. 27. P. 63–78.
- Swarbrick R.E., Robertson A.H.F.* Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // *Geol. Mag.* 1980. V. 117. P. 547–563.
- Torley J.M., Robertson A.H.F.* New evidence and interpretation of facies, provenance and geochemistry of late Triassic-early Cretaceous Tethyan deep-water passive margin-related sedimentary rocks (Ayios Photios Group), SW Cyprus in the context of eastern Mediterranean geodynamics // *Sediment. Geol.* 2018. V. 377. P. 82–110.
- Varnava A., Danelian T., Regnier S., Devaere L.* Radiolarian evidence for Middle Bathonian radiolarites in the Episkopi Formation (Ayios Photios Group, Mamonia Complex, SW Cyprus) // *Rev. Micropaléontol.* 2021. V. 73. 100549.
- Urquhart E., Banner F.T.* Biostratigraphy of the supra-ophiolite sediments of the Troodos Massif, Cyprus: the Cretaceous Perapedhi, Kannaviou, Moni and Kathikas formations // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. № 4. P. 499–518.
- Wilson R.A.M.* The geology and mineral resources of the Xeros-Troodos Area // *Mem. Geol. Surv. Cyprus*. 1959. V. 1. P. 1–136.
- Woodcock N.H., Robertson A.H.F.* The structural variety in Tethian ophiolite terranes // *Ophiolites and oceanic lithosphere*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1984. V. 13. P. 321–330.

Рецензенты В.С. Вишневецкая,
Ю.Д. Захаров, Л.Ф. Конаевич

Main Events of the Geological History of Cyprus in the Late Cretaceous

N. Y. Bragin[#]

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: bragin.n@mail.ru

The Upper Cretaceous biostratigraphy (radiolarians and planktonic foraminifers) of Cyprus and stratigraphic position of several formations and units are detalized after long-time studies. Main geologic events are dated more precisely, main stages of Late Cretaceous geological history of Cyprus are proposed: (1) early Turonian: completing of sedimentation and formation of the Mamonia Complex; (2) middle Turonian—early Campanian: collision of Troodos and Mamonia complexes, metamorphism of Mamonia units and hydrothermal activity of Troodos Complex, after it — formation of the Mamonia Mélange and beginning of development of Mamonia nappes; (3) middle to late Campanian: formation of Kyrenian volcanic arc, deposition of pyroclastic sediments of the Kannaviou Formation, and in the end of stage — completing of Mamonia nappes and deposition of the Moni Formation (olistostrome); (4) latest Campanian—middle part of Maastrichtian: deposition of the Kathikas Formation (debris flows) during erosion of underwater relief, formed by the development of Mamonia nappe system; (5) late Maastrichtian: domination of deep-water carbonate deposition (the Lefkara Formation).

Keywords: stratigraphy, tectonics, mélange, olistostrome, radiolaria, planktonic foraminifera

ДИСКУССИИ

УДК 564.53:551.762.2(470.1/.2)

К ДИСКУССИИ О КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ БАЙОСА И БАТА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ИЖМА, ЕВРОПЕЙСКИЙ СЕВЕР РОССИИ

© 2023 г. В. В. Митта^{1, 4, *}, Л. А. Глинских², В. В. Костылева³,
Б. Н. Шурыгин^{2, 5}, О. С. Дзюба^{2, 5}, Б. Л. Никитенко^{2, 5}

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука, Новосибирск, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

⁵Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*e-mail: mitta@paleo.ru

Поступила в редакцию 21.01.2022 г.

После доработки 11.05.2022 г.

Принята к публикации 30.05.2022 г.

В бассейне р. Ижма разрезы верхнего байоса и нижнего бата вскрываются в ряде обнажений по р. Дрешанка. Критически рассматриваются недавно опубликованные взгляды на сопоставление этих разрезов друг с другом (Ипполитов А.П., Киселев Д.Н. “Об условиях залегания юрских отложений в опорном разрезе байоса–бата бассейна р. Ижма (север Европейской России) и последовательности аммонитов подсемейства *Arctoccephalitinae* Meledina”, Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2021, т. 29, № 6, с. 96–110), а также сделанные в той же статье замечания к результатам наших исследований. Модель корреляции по стратоизогипсам кровли песчаного пласта с *Arcticoceras*, построенная оппонентами относительно четырех отметок уреза воды, признана фактологически необоснованной и методологически неоправданной. Приводятся следующие аргументы: низкая эффективность метода интерполяции на малом размере выборки при построении профиля падения русла в условиях интенсивного меандрирования р. Дрешанка на пойменной террасе; игнорирование геоморфологической ситуации в целом; неактуальность топографической основы 1999 г. издания; недооценка изменчивости меженного положения уровня уреза воды в разные годы в связи с изменением количества атмосферных осадков.

Ключевые слова: верхний байос, нижний бат, стратиграфия, Печорский Север

DOI: 10.31857/S0869592X23010064, **EDN:** JNGEVK

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” (т. 29, № 6, 2021, с. 96–110) опубликована статья А.П. Ипполитова и Д.Н. Киселева “Об условиях залегания юрских отложений в опорном разрезе байоса–бата бассейна р. Ижма (север Европейской России) и последовательности аммонитов подсемейства *Arctoccephalitinae* Meledina”, являющаяся ответом на критическую заметку, вышедшую немногим ранее (Митта, 2021). Основой для дискуссии послужили результаты наших многолетних исследований (Mitta et al., 2015), расходящиеся в трактовке разрезов и их корреляции с данными, полученными позднее (Захаров и др., 2020).

Предметом дискуссии стало сопоставление песчаника с *Arcticoceras ishmae* (von Keyserling) и подстилающих слоев в различных разрезах р. Дрешанка (правый приток р. Ижма). Интервал с *Arcticoceras*

ishmae, впервые описанный А.А. Кейзерлингом (von Keyserling, 1846) с р. Ижма, был позднее установлен во многих районах Арктики. Более столетия слои, охарактеризованные арктикоцерасами, относились к низам нижнего келловоя, пока Дж. Калломон (Callomon, 1959, 1985, 1993 и др.) на основе изучения аммонитов Восточной Гренландии не показал их большую древность и не сопоставил вначале с верхним батом, а затем, условно, со средним батом. Находки высокобореальных *Arcticoceras* и перитетических *Oraniceras* в окрестностях Саратова в одном разрезе (Митта, Сельцер, 2002; Mitta et al., 2014), принимая во внимание отсутствие противоречий между биостратиграфическими данными и результатами комплексного магнито- и хемотратиграфического исследования этого разреза (Дзюба и др., 2017), позволили однозначно установить раннебатский возраст интервала с *Arcticoceras harlandi* Rawson и *A. ishmae*.

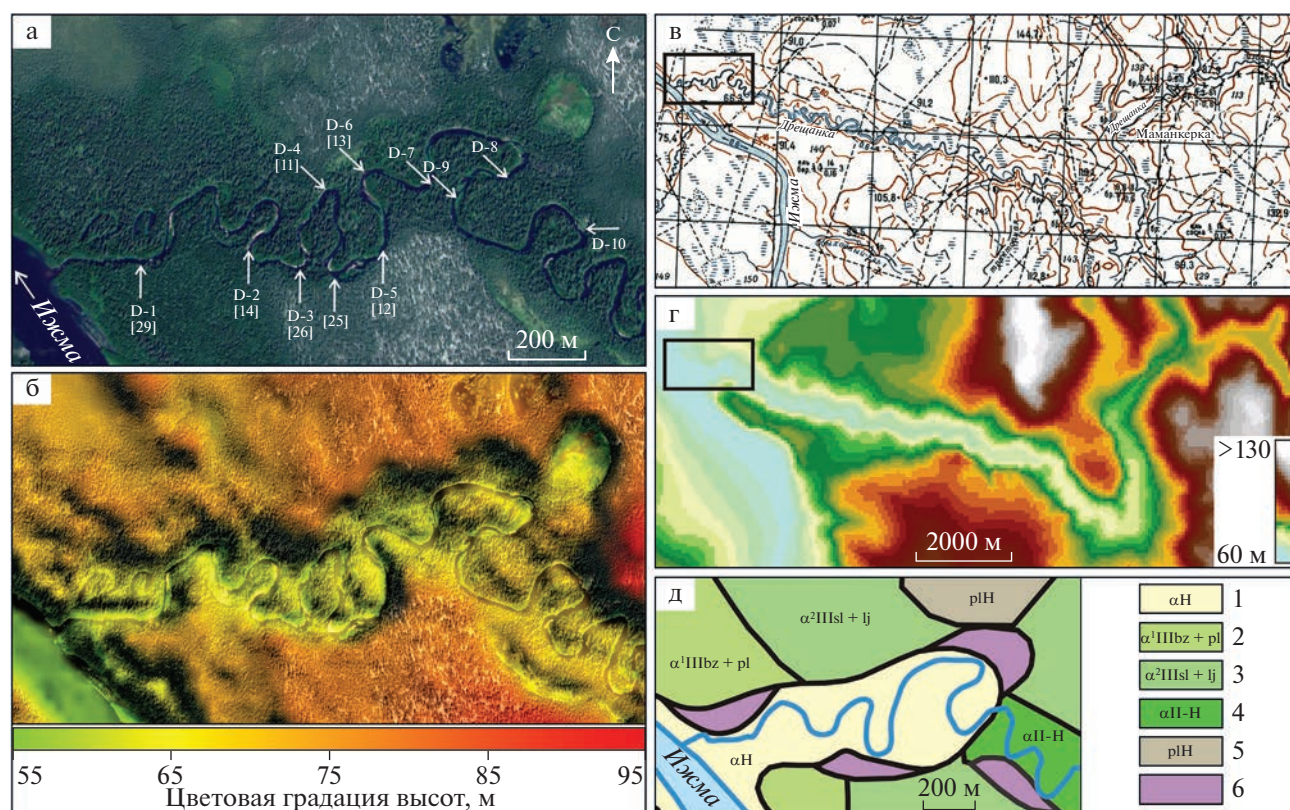


Рис. 1. (а) Расположение основных разрезов байоса–бата р. Дрещанка на спутниковом снимке Google Earth, стрелки указывают на начало обнажений; (б) спутниковый снимок района исследований с наложенной цифровой моделью рельефа Copernicus DEM instance COP-DEM-GLO-30-F Global (©DLR e.V. 2010–2014 and © Airbus Defence and Space GmbH 2014–2018 provided under COPERNICUS by the European Union and ESA); (в) фрагмент листа Р-39-11,12 топографической карты масштаба 1 : 100000 (1999 г.) и положение района исследований; (г) цифровая модель рельефа открытого доступа под интернет территории рис. 1в, полученная на основе интеграции данных космической съемки SRTM и AsterGDEM и откорректированная по топографическим картам (<http://www.viewfinderpanoramas.org/dem3.html#eurasia>); (д) адаптированный фрагмент карты палеоген–четвертичных образований масштаба 1 : 200000, лист Р-39-VI (Ухта) (Юманов и др., 2013), отвечающий району исследований: 1 – аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойменных террас, 2 – аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (бызовский и полярный горизонты); 3 – аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (суглинский и лайский горизонты); 4 – аллювиальные отложения; 5 – палиостринные (болотные) отложения; 6 – допалеогеновые образования.

Аммониты рода *Arcticoceras* с р. Дрещанка были впервые описаны и изображены С.В. Мелединой (1987) по материалам, собранным в 1972 г. совместно с Б.Н. Шурыгиным. В этой работе, во многом дублирующей информацию, опубликованную В.С. Кравец с соавторами (1976) с учетом результатов полевых работ С.В. Мелединой и Б.Н. Шурыгина, приведен уточненный перечень видов аммонитов. В обеих публикациях представлены первые, хотя и несколько противоречивые сведения о строении сводного разреза р. Дрещанка; в палеонтологической характеристике приведены также данные по белемнитам, двустворкам, брахиоподам, гастроподам и фораминиферам. Впоследствии, начиная с работы (Меледина и др., 1998), особое внимание уделялось ревизии ранее собранных палеонтологических коллекций, с целью уточнения смены комплексов аммонитов и

сопутствующей палеобиоты по разрезу. Со всей очевидностью назрела необходимость коренного пересмотра стратиграфии средней юры в бассейне р. Ижма и построения схем детальной корреляции отдельных выходов.

Следующие полевые работы на р. Дрещанка были проведены в 2006 г. отрядом под руководством В.В. Митта, в состав которого вошли дипломированные геологи А.В. Ступаченко (МГРИ), О. Нагель (Университет Эрланген-Нюрнберг), а также палеонтолог-любитель Ш. Гребенштайн. На основании изучения девяти обнажений (D-1–D-9 на рис. 1а), вскрывающихся по обоим берегам реки, было установлено следующее строение сводного разреза (Митта, 2006, 2009):

0. Алеврит и песок с редкими двустворками, видимой (под урезом воды) мощностью до 0.35 м;

1. Песчано-алевритово-глинистая толща в нижней части (1а) преимущественно глинистая, с *Arctoccephalites arcticus* (Newton), в верхней (1б) преимущественно песчаная, с *A. freboldi* (Spath), мощностью до 3.9 м;

2. Песчаник с *Arcticoceras ishmae* (von Keyserling) и *A. harlandi* Rawson мощностью до 2.1 м.

Главным результатом полевых работ стали первые находки аммонитов рода *Arctoccephalites*.

В 2012 г. отрядом в составе В.В. Митта, Л.А. Глинских, В.В. Костылева, О. Нагель в бассейне р. Ижма были предприняты новые полевые работы для комплексного изучения разрезов. Были заново пройдены все известные разрезы р. Дрещанка, а также несколько обнажений по обоим берегам р. Ижма ниже устья р. Дрещанка. Работы проводились с отбором образцов для микрофаунистического и седиментологического анализа.

В 2013 г. отрядом в составе В.В. Митта, Л.А. Глинских, А.В. Ступаченко был проведен мониторинг всех уже известных обнажений байоса—бата р. Дрещанка и ниже по р. Ижма, с отбором дополнительных образцов на различные виды исследований. Кроме того, на р. Дрещанка, выше по течению, чем ранее изученные обнажения, был найден новый разрез (D-10 на рис. 1а), отнесенный условно к среднему бату.

Обработка полученного материала выполнялась большим авторским коллективом. В итоговой работе были обобщены данные о стратиграфии байос-батских отложений бассейна р. Ижма и систематическом составе характеризующих их аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер и остракод (Mitta et al., 2015). При этом установленные ранее слои 0, 1а, 1б, 2 были переименованы соответственно в пакки 0, I, II, III, а с учетом данных по разрезу D-10 выделена самая верхняя песчано-алевритово-глинистая пакка IV.

Важный палеонтологический материал с р. Дрещанка был получен А.П. Ипполитовым, Н.Г. Зверьковым и Д.Н. Киселевым в результате работ в бассейне р. Ижма в 2018–2019 гг. Коллегам удалось собрать не только представительные коллекции двустворок, относящихся к семействам *Retroceramidae* и *Unionidae* (Захаров и др., 2020), но и найти еще два экземпляра *Arctoccephalites arcticus*, в том числе один из них *in situ* (Киселев, Ипполитов, 2020), что подтвердило правильность определения стратиграфической приуроченности первой находки аммонита этого вида, сделанной не *in situ* (Митта, 2006, 2009). Однако в работах коллег (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) представлена схема корреляции выходов среднеюрских отложений, резко отличающаяся от нашей. Большинство авторов финальной ста-

ти по байосу—бату бассейна р. Ижма (Mitta et al., 2015) давно работает по различным, в основном далеким от исследований в данном регионе, проектам. Поэтому бремя критического разбора взглядов оппонентов, в том числе на сопоставление разрезов байоса—бата р. Дрещанка, взял на себя инициатор этих работ В.В. Митта (2021). Недавно была опубликована ответная статья (Ипполитов, Киселев, 2021), в которой оппоненты в резкой форме критикуют наши представления о сопоставлении серии обнажений в нижнем течении р. Дрещанка.

Принципиальные разногласия, согласно оппонентам, “сводятся главным образом к следующему:

(1) к иным представлениям о сопоставлении серии обнажений в нижнем течении р. Дрещанка;

(2) к иным взглядам на классификацию аммонитов рода *Arcticoceras* и их биостратиграфическую интерпретацию;

(3) к иным представлениям о соотношении бо-реальных аммонитовых зон с ярусной шкалой юрской системы ...” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 96).

Уже на следующей странице своей работы оппоненты отказываются от обсуждения последнего пункта (3) со ссылкой на все известные (но не имеющие отношения к работам наших оппонентов) варианты сопоставления зоны *Arcticus* с ярусной шкалой и отсутствие на сегодняшний день строгого обоснования ее корреляции на надежной палеонтологической основе. Корректно ли заявлять о “принципиальных разногласиях”, чтобы тут же отказаться от их обсуждения “до получения новых доказательств в пользу той или иной точки зрения” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 97)? Мы полагаем, что нет, учитывая, что вклад оппонентов в формирование представлений о сопоставлении зоны *Arcticus* с ярусной шкалой так и остался не ясен.

К пункту (2), т.е. разделу II, подготовленному Д.Н. Киселевым и посвященному аммонитам, у нашего коллектива в целом нет вопросов — понимание вида в палеонтологии субъективное и должно обсуждаться специалистами по той или иной группе фоссилий. Хотя, конечно, хотелось бы увидеть работу в привычном формате, со стандартными рубриками описания таксонов (и главное, с синонимией), а не пространные рассуждения о вариациях, хроновариациях, морфах и под-видах одного (в понимании Д.Н. Киселева) вида. Соответственно, ниже обсуждается корреляция разрезов, которой посвящен раздел I статьи оппонентов, подготовленный А.П. Ипполитовым.

Опорным для понимания строения средней юры р. Дрещанка является разрез D-5 [12]¹, расположенный на ее левом берегу в средней части прерывистой из-за оползней цепочки обнажений этого возраста (рис. 1а, 2). В этом разрезе представлены четыре пачки (0, I, II, III), верхняя из которых (“арктикоцерасовый” песчаник) содержит нередкие раковины *Arctioceras ishmae*. Кроме того, в осыпи этого обнажения найдены *Greencephalites freboldi* (Spath) (в ранних работах (Митта, 2009) отнесенные к роду *Arctocephalites*). Поэтому это обнажение изучалось нами особенно тщательно.

В большинстве упомянутых выше работ приведено лишь обобщенное (по совокупности разрезов) описание пачек байоса–бата на р. Дрещанка, в некоторых из них (Митта, 2009; Mitta et al., 2015; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) — колонки разрезов отдельных обнажений. Первые детальные литологические колонки были опубликованы коллективом авторов настоящей работы (Mitta et al., 2015). Однако наибольшим количеством деталей характеризуются колонки, составленные А.П. Ипполитовым (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), которые в сопровождении краткого описания обнажений по-своему субъективно раскрывают строение разрезов на р. Дрещанка и нарисованы, судя по корреляционным линиям, при повышенном внимании к цементированным окислами железа глинистым и песчаным прослоям, как к корреляционному признаку. Учитывая расхождения в терминологии — например, нам неизвестен термин “землистый песчаник” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 104), представляется делом неблагодарным обсуждение разрезов по фотографиям обнажений и литологическим колонкам, выполненным в различных парадигмах, поэтому основное внимание сосредоточим на аргументах (Ипполитов, Киселев, 2021), критикующих наши построения.

Так, А.П. Ипполитов приводит “весьма показательный рисунок-сопоставление фотографий реальных геологических объектов с колонками, опубликованными в наших работах и работах В.В. Митта” (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 5), в качестве свидетельства того, что во время полевых работ оппонента “не были обнаружены слои, отрисованные на колонках в цитируемой работе [Mitta et al., 2015 — прим. наше]” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 103). На рисунке-сопоставлении, кроме прочего, показан “дублирующийся фрагмент колонки” в трех разрезах нашей публикации (Mitta et al., 2015): D-5, D-3 и D-2. Противоречие

этого фрагмента приведенным фотографиям обнажений отмечено для разрезов D-3 и D-2. Однако литологическая колонка разреза D-2 нами (Mitta et al., 2015) не публиковалась. А.П. Ипполитов приписал нам эту колонку, просто скопировав колонку разреза D-3 с удалением его кровли (верхнего пласта песчаника). Таким образом, один из аргументов, поддерживающих выводы в обсуждаемой работе, основан на домысле. Кроме того, этот рисунок вводит в заблуждение относительно составленного нами разреза D-3: приведенная на рисунке-сопоставлении фотография охватывает только нижнюю половину разреза D-3 (пачку I и низы пачки II) — один выход (подробнее см. ниже), однако преподнесено так, как будто бы только по этому выходу в работе (Mitta et al., 2015) отрисована колонка всего разреза. Неполнота разреза в отдельном выходе и его наращивание по латерали даже не предполагаются, хотя оппоненты имели возможность убедиться в протяженности обнажений непосредственно в поле. Учитывая, что в статьях оппонентов использован совершенно аналогичный подход к изображению положения изученных обнажений на карте (точками показано начало выходов), истоки данного недоразумения сложно поддаются пониманию.

Считаем необходимым прокомментировать также сноску 3 в статье (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 103), в которой в отрыве от рисунка-сопоставления отмечено: “В.В. Митта не приводит для этого разреза [D-2 — прим. наше] самостоятельной колонки в работах последних лет, однако, учитывая общую схему корреляции (Митта, 2009, рис. 2; 2021, рис. 3) и положение этого разреза между близко расположенными и при этом абсолютно идентичными по выделяемым слоям разрезами 26 [D-3] и 29 [D-1], очевидно, что колонка D-2 должна повторять колонку разреза D-3, от которой она отличается (Митта, 2009, рис. 2) лишь отсутствием венчающего горизонта песчаника”. Заметим, что в работе (Митта, 2009, рис. 2) отсутствует и песчаный горизонт, помещенный (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 5) в качестве “дублирующего фрагмента колонки” в среднюю часть разреза D-2 с пометкой “версия В.В. Митта”, а в общей схеме корреляции (Митта, 2021, рис. 3) “интервалы с песчаниками” приведены с учетом данных (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), с соответствующими ссылками.

Далее А.П. Ипполитов пишет, что “приведенные в работах В.В. Митта с соавторами колонки изображают несуществующие слои в ряде разрезов, то есть в этих публикациях, по сути, содержатся фиктивные данные. Очевидно, что разрезы D-1 и D-3 в том виде, в каком они фигурируют в

¹ Здесь и далее в квадратных скобках нумерация обнажений согласно оппонентам (Захаров и др., 2020 и др.).

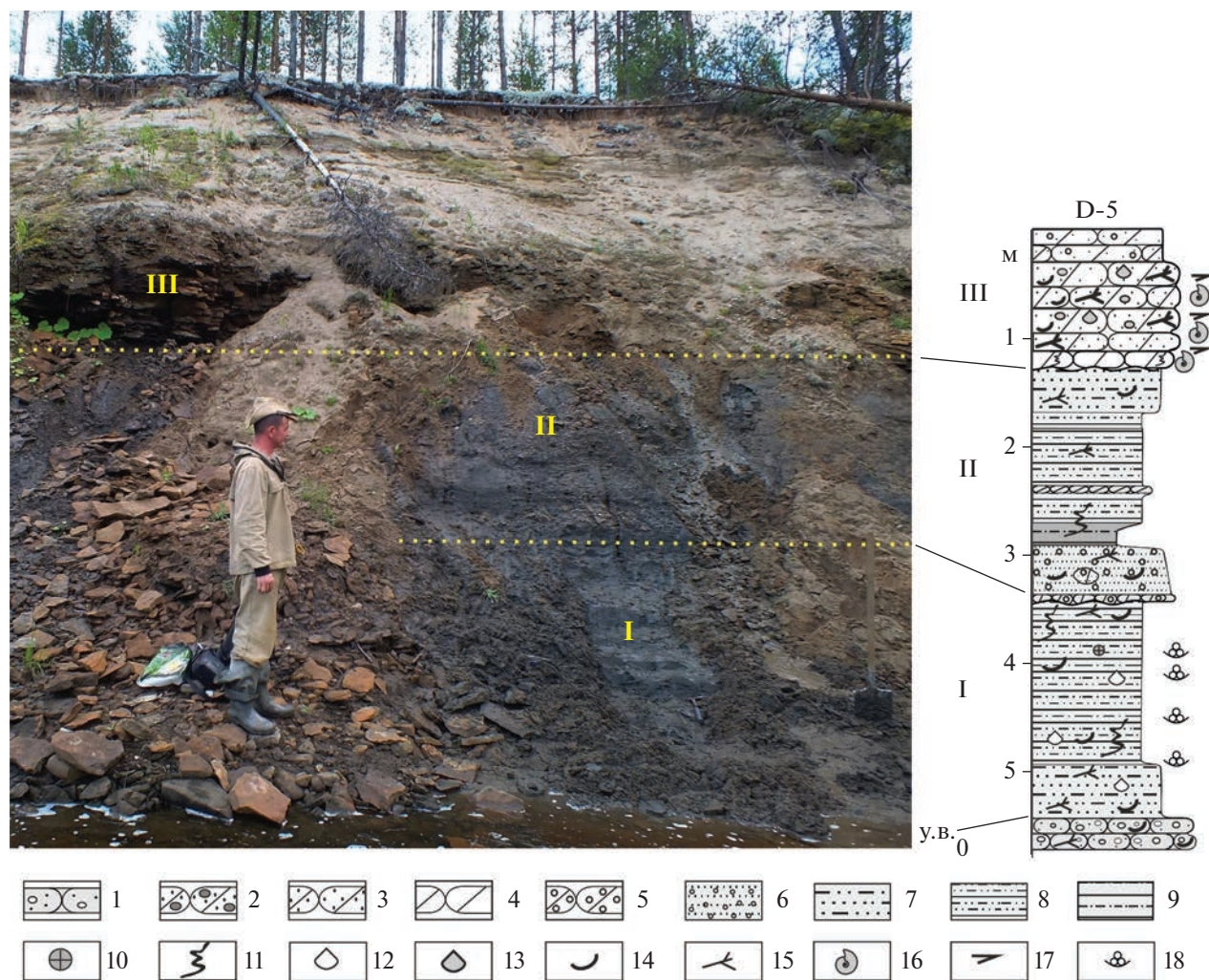


Рис. 2. Часть обнажения D-5 [12] (левый берег р. Дрещанка) и его литологическая колонка (по Mitta et al., 2015).

Условные обозначения: 1 – песчаник галечно-гравийный, 2 – песчаник галечно-гравийный известковый, 3 – песчаник гравийный известковый, 4 – песчаник известковый, 5 – песчаник известковый с железистыми оолитами, 6 – песок глинистый с железистыми оолитами, 7 – песок глинистый, 8 – глина алевроито-песчаная, 9 – глина алевроитистая, 10 – пиритовые стяжения, 11 – биотурбации, 12 – целые створки тонкостенных раковин, 13 – целые створки толстостенных раковин, 14 – раковинный детрит, 15 – растительный детрит, 16 – аммониты, 17 – белемниты, 18 – фораминиферы.

публикациях последних лет, не могли быть описаны в поле. Мы можем лишь предполагать, что их колонки были составлены умозрительно, на этапе подготовки итоговой комплексной статьи” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 103).

Как было показано выше, аргументы оппонентов относительно наличия фиктивных данных в работах В.В. Митта с соавторами не выдерживают критики, поскольку основаны на домыслах (разрез D-2) и ошибочной интерпретации протяженности обнажений (разрез D-3). Безусловно, в полевых условиях нами было проведено расчленение разрезов в общем виде; итоговые колонки разрезов были составлены после камеральной обработки материалов, с изучением

шлифов. В этом нетрудно убедиться, если сравнить колонки разрезов в ранних работах, без участия специалиста-седиментолога (Митта, 2006, 2009), и в итоговой статье (Mitta et al., 2015). Полагаем, что и колонки, приведенные в статье оппонентов, рисовались на компьютере не в полевых условиях и также в определенной мере представляют собой идеализированную схему; тем более что на фотографиях (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 5) не видно сколько-нибудь заметных расчисток закрытых осыпью частей обнажений. Отметим, что и фотографии обнажений в статье оппонентов (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 5) отличаются от наших. Это могут быть и разные ракурсы обнажений, и разные их части. Нельзя

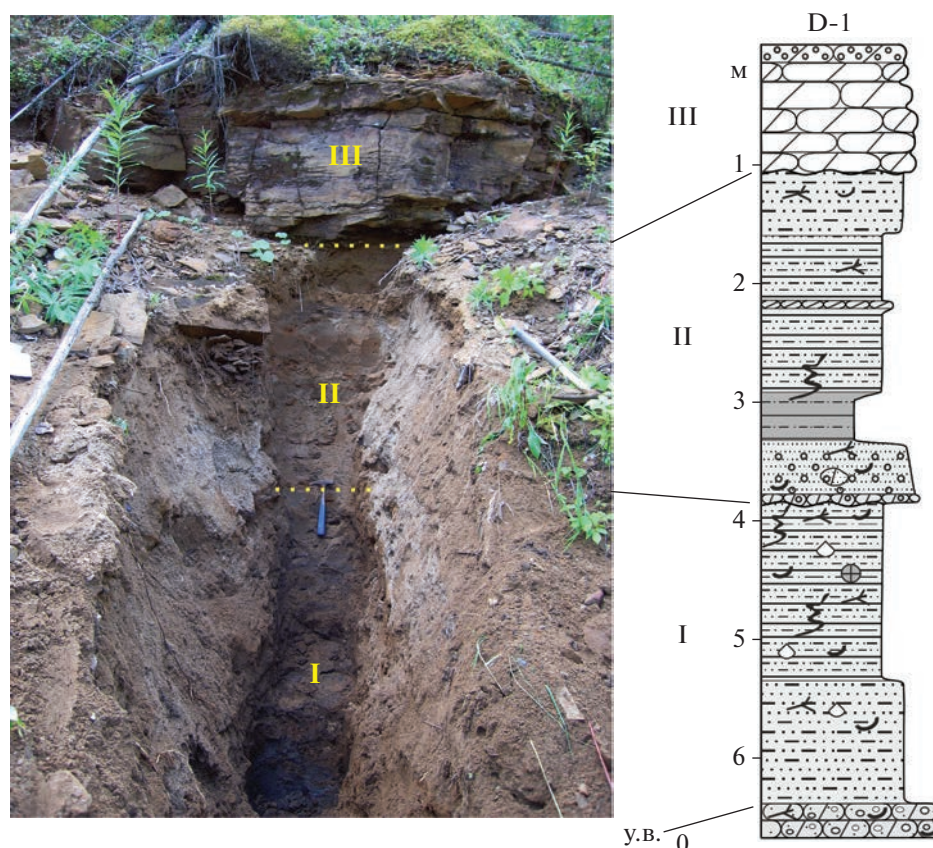


Рис. 3. Вскрытый канавой разрез D-I [29] (левый берег р. Дрешанка) и его литологическая колонка (по Mitta et al., 2015). Условные обозначения см. рис. 2.

также забывать, что конфигурация берегов подобных меандрирующих участков рек меняется с годами вследствие половодий, существенно размывающих береговые обрывы.

Основное расхождение наших взглядов с оппонентом связано с корреляцией “арктикоцеразового” песчаника (пачка III в обнажении D-5 [12]) с другими обнажениями левобережья р. Дрешанка ниже по течению. А.П. Ипполитов полагает, что к западу от опорного разреза эта пачка в обнажениях отсутствует, а верхняя пачка песчаников ближнего к устью обнажения D-1 [29] на восток уходит в основание обнажения D-5 [12], соответствуя здесь пачке 0 в нашей схеме. По нашему мнению, верхняя пачка песчаников (пачка III) обнажения D-5 [12] сопоставляется с верхней же пачкой песчаников обнажения D-1 [29]. Поэтому сосредоточимся на этом вопросе.

В опорном обнажении D-5 [12] (рис. 2) пачка III представлена плитчатыми известковыми разноместными галечно-гравийными песчаниками светло-серыми, на выветрелой поверхности желтовато-бурыми, мощностью от 1.3 м (в нижнем по

реке конце обнажения) до 2.1 м (в его верхнем конце²). В обрывах левого берега ниже по течению на той же излучине его мощность сокращается до 0.1 м, вплоть до полного выклинивания и замещения по латерали песком желтовато-серым.

Верхняя пачка юры в обнажении D-1 [29] представлена известковыми среднезернистыми косослоистыми песчаниками серыми, видимой мощностью около 1.0 м. На рис. 3 показан этот песчаник и вскрытые нами канавным методом залегающие ниже пачки I и II (песчаник пачки 0 видимой мощностью 0.25 м наблюдался здесь непосредственно над и под урезом воды, тогда как в обнажении D-5 [12] — преимущественно под урезом). Очень жаль, что оппонент не привел ни колонку, ни фотографии этого важного обнажения, сославшись на то, что оно “закрыто мощной осыпью и вскрывалось узким, постоянно оплывающим шурфом” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 103)”.

Характерной особенностью пачки III практически во всех изученных выходах (Mitta et al.,

² Протяженность обнажений во время полевых работ не измерялась.

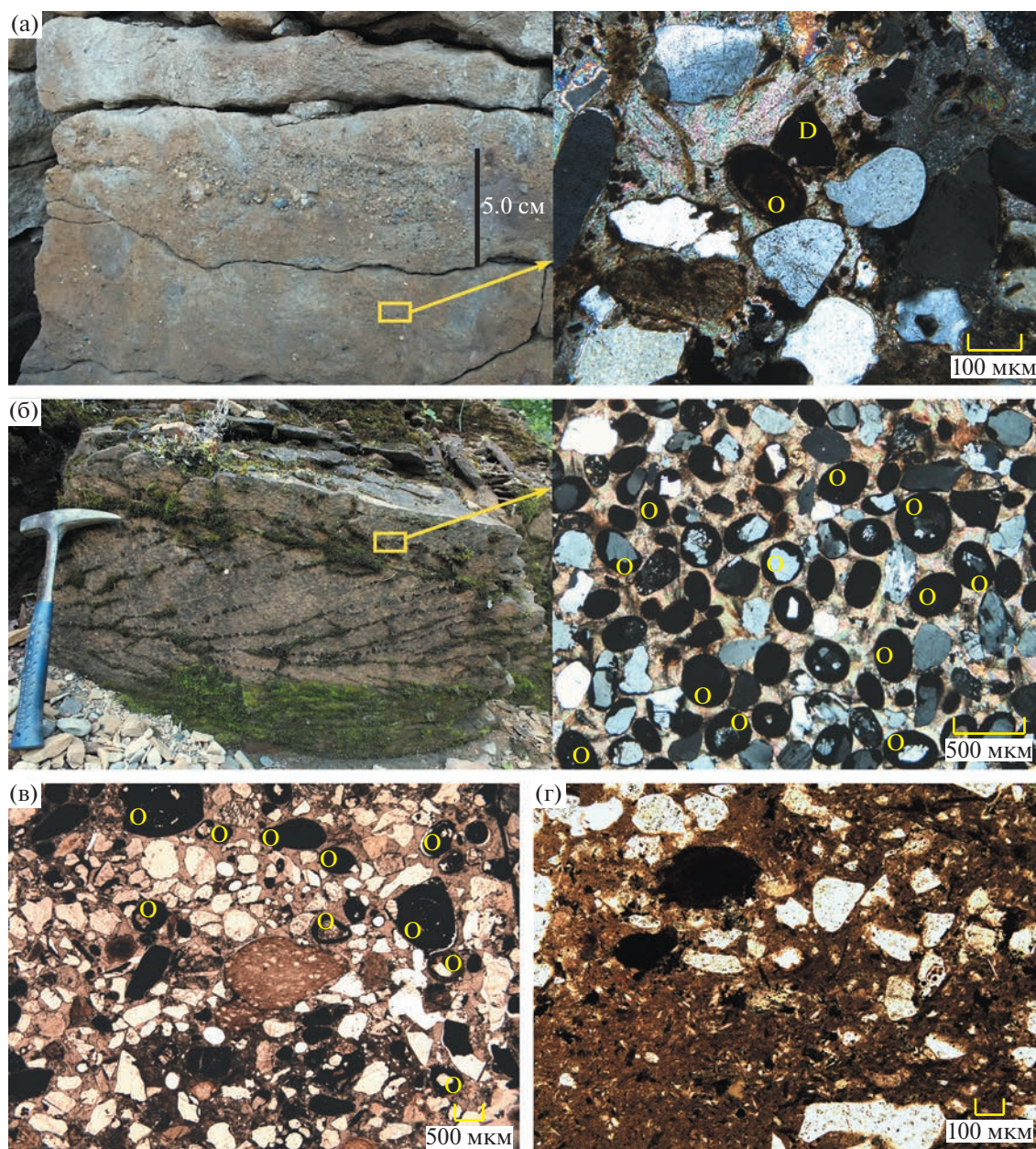


Рис. 4. Полевые фотографии и микрофотографии шлифов.

(а) — песчаник разномерный, гравелитовый, с кальцитовым цементом пачки III разреза D-5 [12]; (б) — песчаник среднезернистый, косослоистый, с кальцитовым цементом пачки III разреза D-1 [29]; (в) — песчаник разномерный, с кальцитовым цементом основания пачки II разреза D-5 [12]; (г) — песчаник разномерный, с глинистым цементом пачки 0 разреза D-5 [12]. О — железистые оолиты; желтыми прямоугольниками показаны места отбора образцов.

2015) является присутствие в ее составе железистых оолитов, немногочисленных в галечно-гравийных известковых песчаниках обнажения D-5 [12] и обильных в среднезернистых косослоистых известковых песчаниках западного обнажения D-1 [29] (рис. 4а, 4б). Как нами было отмечено ранее (Mitta et al., 2015), железистые оолиты в том или ином количестве содержатся также в песчаных отложениях основания пачки II (рис. 4в), тогда

как в глинистых известковых песчаниках пачки 0 и песках пачки I опорного разреза D-5 [12] эти специфические компоненты осадка нами не обнаружены (рис. 4г). Присутствие оолитов в терригенных отложениях характеризует прибрежно-морские условия осадконакопления с преобладанием интенсивной волновой активности и является хорошим литологическим признаком для корреляции разрезов.

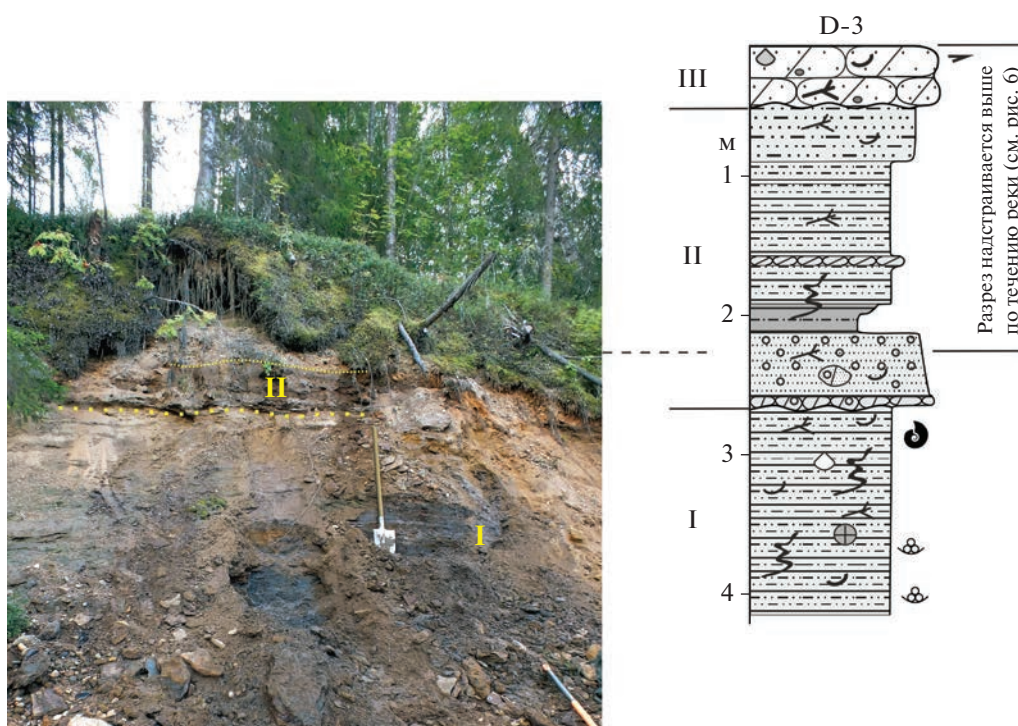


Рис. 5. Обнажение нижней части разреза D-3 (левый берег р. Дрещанка) и его литологическая колонка (по Mitta et al., 2015). Условные обозначения см. рис. 2.

Важным для решения обсуждаемой проблемы является разрез D-3, расположенный на левобережье р. Дрещанка между разрезами D-1 [29] и D-5 [12] (рис. 5, 6). В нижнем по реке конце этого довольно протяженного (~150 м) обнажения была сделана в 2006 г. первая находка *Arctocepalites arcticus*; на фотографии (рис. 5) под четвертичными породами представлена нижняя половина разреза, которой целиком соответствует обн. 26 по нумерации оппонентов.

Разрез D-3 надстраивается выше по реке на той же излучине и венчается известковым разнозернистым песчаником серым, плитчатым, на выветрелой поверхности желтовато-бурым, мощностью до 0.3 м. К сожалению, фотографии этой пачки в коренном залегании в разрезе D-3 нет; во время полевых работ мы не придали этой части разреза большого значения, поскольку аммонитов в этом песчанике обнаружено не было. Однако случайно была сделана фотография, где запечатлена часть полевого отряда, изучающая крупные куски песчаника в осыпи берегового склона в верхней по реке части разреза (рис. 6): “Обратим также внимание на обильную осыпь арктикоцерасового песчаника, образующего характерную средне- и крупноплитчатую щебенку рыжевато-цветного, хорошо заметную на фотографии. Именно так выглядит осыпь арктикоцерасового песчани-

ка во всех обнажениях на р. Дрещанка, где присутствие этого горизонта достоверно установлено” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 103).

Плитки песчаника у уреза воды могли быть снесены сверху течением, но крупные куски песчаника в основании берега, которые осматривают члены отряда, однозначно являются осыпью данного местонахождения. Невольным подтверждением этого факта является установление оппонентом некоренного залегания блоков песчаника в местонахождении D-4 [11], находящемся рядом, но на противоположном правом берегу (нами эти выходы также воспринимались неоднозначно, и колонка не была опубликована). Щебенка “арктикоцерасового” песчаника была обнаружена коллегами “в береговом склоне на высоте 2.5 м над руслом, коренной выход ... располагается не близ уреза воды, а выше, в задернованном склоне” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 99). Приблизительно на такой высоте над урезом воды и должна располагаться пачка III в этой точке, с учетом признаваемого всеми оппонентами незначительного падения слоев на северо-восток.

Мы с интересом ознакомились с результатами исследований, проведенных А.П. Ипполитовым для оценки профиля падения русла р. Дрещанка и вычисления абсолютных высот маркирующих уровней в серии разрезов по топографической



Рис. 6. Задернованная верхняя часть разреза D-3 (левый берег р. Дрещанка); видны глыбы песчаника пачки III в осыпи обнажения.

карте. Однако “модель профиля падения русла р. Дрещанка, построенная по известным высотным точкам уреза воды” (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 2) по данным карты масштаба 1 : 100 000 четвертьвековой давности (съемка 1996 г., издание 1999 г.), представляется весьма сомнительной, как и все последующие основанные на ней вычисления. А.П. Ипполитов сам отмечает, что “вычисления не могут учесть... отклонения профиля падения русла р. Дрещанка от уравнения модельной кривой, а также изменения элементов залегания по площади” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 101). Остановимся на анализе “модельной кривой” подробнее.

Интерполяционная кривая профиля русла р. Дрещанка (“модельная кривая”), приведенная в статье (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 2), построена по четырем точкам (отметкам уреза воды), две из которых (87.9 и 66.3 м) являются меженными отметками 1996 г. Самая верхняя точка кривой (87.9 м)

взята в более чем в 25 км от устья (по руслу реки) в зоне достаточно крутого рельефа близ возвышенности водораздела, что хорошо видно на топографической карте масштаба 1 : 100 000 по заложению горизонталей близ взятой отметки (рис. 1в), а также на цифровой модели рельефа, полученной на основе интеграции данных космической съемки SRTM и AsterGDEM и откорректированной по топографическим картам (рис. 1г). Следующая используемая отметка (80 м) взята приблизительно в 20 км от устья (по руслу реки) в месте пересечения русла с 80-й изогипсой рельефа в районе достаточно резкого изменения характера заложения горизонталей на топографической карте и приходится на зону резкой смены направления долины реки к западу от окраины высокого, но относительно равнинного участка (рис. 1в, 1г). Далее врез реки спускается (в зоне тесно сближенных горизонталей) на возвышенную террасообразную долину, что хорошо видно как на топографической карте (рис. 1в), так и на цифровой модели рельефа

SRTM и AsterGDEM (рис. 1г), а также на карте Google Earth. Только более чем через 15 км вниз по руслу реки взята следующая отметка (66.3 м), которая, если судить по характеру заложения горизонталей, приходится на район перехода от возвышенной террасы к пойменной террасе (рис. 1в). Цокольная пойменная терраса по р. Дрещанка отмечалась и ранее (Юманов и др., 2013) и показана на карте палеоген-четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 (рис. 1д). Если судить по этой карте, отметка расположена приблизительно в 400 м (по прямой вверх по течению) от тылового шва пойменной террасы (т.е. в нижней части склона надпойменной террасы), вблизи которого, кстати, вскрываются в цоколе наиболее молодые слои бата (обн. D-10 по Mitta et al., 2015). Конечная отметка интерполяционной кривой (60 м) приведена в качестве абсолютной высоты уреза воды устья р. Дрещанка на том основании, что р. Ижма пересекается с 60-й изогипсой в ~230 м ниже устья р. Дрещанка. Подтверждением корректности этого вывода, по мнению А.П. Ипполитова, является меженная отметка 61 м в 5 км выше по течению р. Ижма на топографической карте масштаба 1 : 200 000 (лист Р-39-V, VI; 1969 г.), от использования которой этот автор предварительно отказался (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 97, сноска 1). Примечательно, что высота уреза воды 60 м в устье р. Дрещанка соответствует современным данным спутниковой карты Google Earth (при максимальном приближении камеры), и к этому мы еще вернемся.

Геоморфологическая ситуация между отметками уреза воды в статье (Ипполитов, Киселев, 2021) не анализируется. Даже поверхностный анализ перечисленных выше карт показывает, что выборка опорных точек (основные отметки приходятся на участки достаточно резких смен характера заложения горизонталей), используемых при построении интерполяционной кривой, не достаточна для корректного вычисления (с точностью до метра и даже до дециметров) меженного положения уреза воды “в любой произвольной точке” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 98, табл. 1). Интерполяционная кривая, построенная на такой основе, некорректно описывает продольный профиль равновесия реки, и тем более это касается пойменной равнины, на которой, судя по вычислениям А.П. Ипполитова, на расстоянии около 600 м по прямой (порядка 1.5 км по руслу) между началом обнажений D-1 [29] и D-5 [12] урез воды в р. Дрещанка падает на 2.6 м (при этом принимается, что на ближайшем участке р. Ижма высота уреза воды остается на прежнем уровне на протяжении 230 м, а на расстоянии 5 км изменяется лишь на 1 м).

Отметим также, что приведенное уравнение интерполяционной кривой профиля русла, пояснение к нему и таблица вычисленных гипсометрических положений уреза воды (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 98, табл. 1, 2) имеют некоторые противоречия. В качестве единицы измерения параметра L (расстояние от устья вдоль русла) в опубликованном уравнении ошибочно указан метр, тогда как рассчитанные значения для параметра H (абсолютная высота уреза воды в межень) в метрах получаются только, если параметр L измерять в километрах.

Поскольку весьма условным становится “уравнение интерполяционной кривой профиля русла”, то и все данные расчетов, основанные на вычислении “меженного положения уровня уреза воды в любой произвольной точке” (Ипполитов, Киселев, 2021, табл. 1, 2, рис. 4), вряд ли можно считать объективными. К тому же, значения абсолютных высот маркирующих уровней в разрезах относительно интерполяционной кривой, соединившей абсолютные высоты уреза воды в межень 1996 г., вычислялись по данным полевых работ 2018–2019 гг. Меженное положение уровня уреза воды весьма изменчиво в разные годы в связи с непостоянством климата (изменением количества атмосферных осадков), а уж тем более за 25 лет существенно изменились конфигурация меандр и глубина вреза русла на разных участках. Так, при сравнении конфигурации меандр, изображенных на карте масштаба 1 : 100 000 (состояние местности 1996 г.) (рис. 1в), и аналогичного участка на спутниковой карте Google Earth (рис. 1а, 1б) отчетливо заметны различия. На спутниковом снимке хорошо видны и достаточно многочисленные старицы, характерные для пойменной равнины.

Соответственно, стратизогипсы, вычисленные по кровле “арктикоцерасового” песчаника (пачка III) в разрезах D-5 [12], D-6 [13] и D-9 [31] (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 3), проложены некорректно. Кроме того, верхняя часть этой пачки в указанных разрезах в разной степени эродирована и перекрывается галечниками квартара или (в понижениях рельефа) почвенным слоем; следовательно, положение ее кровли по отношению к абсолютной высоте может быть различным, тем более что и сами вычисления абсолютной высоты, как указывалось выше, далеко не бесспорны.

Положение кровли пачки “арктикоцерасового” песчаника, определенное в разрезе D-6 [13] по “высыпкам пиритовых конкреций и алевро-глинистым оплывинам сразу выше явного перегиба в профиле берегового склона” (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 99), представляется бездоказательным — в этом обнажении пачка III залегает непосредственно под почвой (рис. 7). Малоубеди-



Рис. 7. Часть обнажения D-6 (правый берег р. Дрешанка), вскрывающего песчаники пачки III.

тельно определение в этом же разрезе подошвы пачки III. Образование замеченной оппонентом глубокой ниши под песчаником ниже уреза воды легко объясняется деятельностью стремительного потока воды в постоянном русле, размывающей со временем и плотный песчаник (а он по латерали и по разрезу переходит и в рыхлый песчаник, и, видимо, в песок). В межень глубина речки под обнажением падает до 0.4 м; прозрачность воды достаточна для наблюдения подводной части разреза — ее породы в разрезе D-6 [13] сходны с породами надводной части.

На рис. 8 показано сопоставление моделей корреляции обнажений в нижнем течении р. Дрешанка, предложенных В.В. Митта с соавторами (Mitta et al., 2015; Митта, 2021) и А.П. Ипполитовым (Ипполитов, Киселев, 2021). Рисунок представляет собой актуализированную схему из работы (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 4): учтен горизонтальный масштаб, добавлены уровни находок ключевых таксонов аммонитов, уточнены мощности разрезов, положение, мощности и отчасти литологические особенности маркирующих пластов по опубликованным данным (Mitta et al., 2015; Захаров и др., 2020), а также откоррек-

тирован перепад высот русла. В качестве опорной высотной отметки, пожалуй, целесообразно принять высоту уреза воды 60 м в устье р. Дрешанка, что соответствует современным спутниковым данным и согласуется с представлениями оппонентов (Ипполитов, Киселев, 2021). Для дальнейших выводов, по нашему мнению, достаточно определения относительного положения отметок уровня реки (относительно друг друга) около обсуждаемых обнажений (от D-1 [29] до D-5 [12]). На спутниковом снимке Google Earth района исследований с наложенной цифровой моделью рельефа Copernicus DEM instance COP-DEM-GLO-30-F Global (рис. 16) мы наблюдаем ситуацию, описывающую очень небольшие уклоны реки на участке пойменной равнины протяженностью примерно 600 м по долине реки между обнажениями D-1 [29] до D-5 [12]. Вряд ли на таком небольшом участке достаточно открытой для дистанционных съемок поймы возможны существенные погрешности (в Google Earth в зависимости от приближения камеры данные по высоте над уровнем моря варьируют в пределах 1 м). Нетрудно убедиться, что колебание высот уреза воды вблизи подошвы разрезов левобережья р. Дрешанка (в

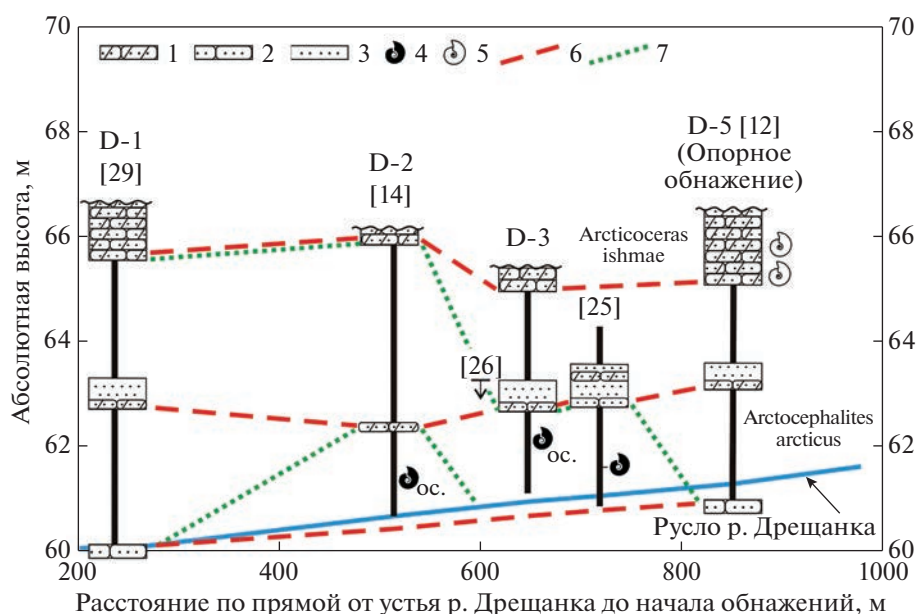


Рис. 8. Актуализированная схема корреляции обнажений в нижнем течении р. Дрещанка: сопоставление моделей В.В. Митта с соавторами (Mitta et al., 2015; Митта, 2021) и А.П. Ипполитова (Ипполитов, Киселев, 2021). Исходные данные для разрезов взяты из (Mitta et al., 2015), за исключением данных для обн. 14 и 25, которые заимствованы из (Захаров и др., 2020).

Условные обозначения: 1 — песчаник известковый, 2 — песчаник, 3 — песок, 4 — находки *Arctoccephalites arcticus* (ос. — в осыпи), 5 — находки *Arcticoceras ishmae*, 6 — корреляция по В.В. Митта с соавторами, 7 — корреляция по А.П. Ипполитову.

пределах обсуждаемого участка) практически не распознается (рис. 1б, 1г); следовательно, на южных участках меандр от разреза D-1 [29] до разреза D-5 [12] перепад абсолютных высот является минимальным, в пределах 1 м, как и было указано ранее на основании полевых наблюдений (Митта, 2021, с. 116). Судя по цифровым картам моделей рельефа (рис. 1б, 1г) и карте палеоген-четвертичных образований, свидетельствующей о расположении обсуждаемых разрезов на пойменной террасе, а опорной точки интерполяционной кривой — на склоне надпойменной террасы (рис. 1д), можно предполагать, что разница между отметками уреза воды в устье р. Дрещанка и вблизи подошвы самого восточного разреза из рассматриваемой группы, опорного D-5 [12], вряд ли существенно превышает 1 м.

Выходы “арктиоцерасового” песчаника близ подошвы обнажений D-4 [11], D-6 [13], D-7, D-8 и D-9, расположенных севернее и восточнее опорного разреза D-5 [12], хорошо согласуются с падением слоев на северо-восток и последовательным погружением пачек.

В итоге нам представляется необоснованной модель корреляции, приведенная в работе оппонентов (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 4) по результатам вычисления элементов залегания байос-батской толщи на р. Дрещанка, по абсолютным отметкам

кровли песчаников с *Arcticoceras* (кровля пачки III в наших работах). Необоснованность резкого “ныряния” верхнего маркирующего горизонта по направлению на восток на небольшом расстоянии уже отмечалась ранее (Митта, 2021). Примечательна и находка аммонита *Arctoccephalites arcticus* в осыпи из нижней части разреза D-2 [14] (Захаров и др., 2020), а не из верхней его части, что хорошо укладывается в предложенную нами модель корреляции и не является свидетельством в пользу модели оппонентов. Более того, на опубликованной схеме сильно расходятся “прогнозные” положение в обнажениях пласта В (пачки 0 в наших работах) и показанное в основной работе (Захаров и др., 2020, рис. 2), что признается и оппонентами (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 101). Таким образом, проведенную А.П. Ипполитовым (Ипполитов, Киселев, 2021, рис. 4) верификацию существующих моделей с помощью структурно-геологических построений вряд ли можно считать убедительной.

А.П. Ипполитовым при его построениях “не учтен горизонтальный масштаб, так как при наличии геометрически вычисленных прогнозных значений положения пластов это уже не имеет особого смысла: важно лишь соответствие/несоответствие наблюдаемого фактического положения маркирующих прослоев вычисленному” (Ипполи-

тов, Киселев, 2021, с. 101). Вероятно, в этом заключается основная ошибка оппонента — геометрия вычислений опиралась на недостаточно точные фактические данные, которые скорее подгонялись под желаемый результат, нежели были таковыми.

На основании изложенного мы считаем взгляды А.П. Ипполитова на корреляцию разрезов байоса–бата р. Дрешанка ошибочными, а выводы 1–3 статьи (Ипполитов, Киселев, 2021, с. 108) несостоятельными. Отметим также, что подход к аргументации в разделе I статьи оппонентов и используемая лексика не соответствуют нашим представлениям о научной этике; очень жаль, что рецензенты и редколлегия не обратили на это внимания.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке по проектам FWZZ-2022-0004, FWZZ-2022-0005 Минобрнауки России (государственное задание).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дзюба О.С., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Шурыгин Б.Н., Грищенко В.А., Косенко И.Н., Суринский А.М., Сельцер В.Б., Урман О.С. Магнито- и углеродно-изотопная стратиграфия нижнего-среднего бата разреза Сокурский тракт (Центральная Россия): значение для глобальной корреляции // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 250–272.
- Захаров В.А., Ипполитов А.П., Зверьков Н.Г., Безносков П.А., Киселев Д.Н. Ретроцерамы и униониды из байоса и нижнего бата (средняя юра) бассейна р. Ижма, север Европейской России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 73–95.
- Ипполитов А.П., Киселев Д.Н. Об условиях залегания юрских отложений в опорном разрезе байоса–бата бассейна р. Ижма (север Европейской России) и последовательности аммонитов подсемейства *Arctoceratitinae* Meledina // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 96–110.
- Ипполитов А.П., Киселев Д.Н., Зверьков Н.Г. О положении границы байоса и бата в опорных разрезах р. Ижмы (Тимано-Печорская область) // Палеострат-2019. Годи́чное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 28–30 января 2019 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С., Назарова В.М. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2019. С. 32–33.
- Киселев Д.Н., Ипполитов А.П. О последовательности арктоцефалитин (*Ammonoidea*) в верхнем байосе и нижнем бате Тимано-Печорского региона // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 107–112.
- Кравец В.С., Месежников М.С., Яковлева С.П. Важнейшие разрезы юрской системы на Севере СССР. Русская равнина // Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. С. 14–24.
- Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.
- Меледина С.В., Ильина В.И., Нальняева Т.И. Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловей Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 29–42.
- Мумта В.В. Первая находка *Arctoceratites* (*Cardioceratidae*, *Ammonoidea*) в средней юре бассейна Печоры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Матер. Всеросс. совещ., Москва, 8–10 ноября 2006 г. М.: ПИН РАН, 2006. С. 82–84.
- Мумта В.В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 77–87.
- Мумта В.В. О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 113–120.
- Мумта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки *Arctoceratitinae* (*Ammonoidea*) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Труды НИИГеол. Саратовского гос. Университета. Нов. сер. 2002. Т. 10. С. 12–39.
- Юманов Ф.Л., Сиваш Н.С., Иванов Н.Ф., Опаренкова Л.И., Куделина Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Серия Тиманская. Лист Р-39-VI (Ухта). Объяснительная записка. Ред. Зытнер И.Я. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 251 с.
- Callomon J. H. The ammonite zones of the Middle Jurassic beds of East Greenland // *Geol. Mag.* 1959. V. 96. № 6. P. 505–513.
- Callomon J. H. The evolution of the Jurassic ammonite family *Cardioceratidae* // *Palaeontologie Spec. Pap.* 1985. V. 33. P. 49–90.
- Callomon J. H. The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // *Bull. geol. Soc. Denmark.* 1993. V. 40. P. 83–113.
- Keyserling A. von. Geognostische Beobachtungen // *Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843.* SPb., 1846. S. 149–406.
- Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O., Glinskikh L., Shurygin B., Seltzer V., Ivanov A., Uрман O. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Upper Bajocian–Lower Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 2014. V. 271. Nr. 1. S. 95–121.
- Mitta V., Glinskikh L., Kostyleva V., Dzyuba O., Shurygin B., Nikitenko B. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Bajocian–Bathonian beds in the Ishma River basin (European North of Russia) // *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 2015. V. 277. № 3. P. 307–335.

Рецензенты Д.Б. Гуляев,
В.С. Вишневская, М.А. Рогов

In Addition to Discussion on the Correlation of the Bajocian–Bathonian Sections in the Izhma River Basin, European North of Russia

**V. V. Mitta^{a, d, #}, L. A. Glinskikh^b, V. V. Kostyleva^c, B. N. Shurygin^{b, e},
O. S. Dzyuba^{b, e}, and B. L. Nikitenko^{b, e}**

^a *Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

^c *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d *Cherepovets State University, Cherepovets, Russia*

^e *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

[#]*e-mail: mitta@paleo.ru*

In the Izhma River basin, the Upper Bajocian–Lower Bathonian sections crop out at several localities along the Dreshchanka River. The recently published views (Ippolitov A.P., Kiselev D.N. “Geological Features of the Bajocian–Bathonian in the Reference Section of the Izhma River Basin (European North of Russia) and the Succession of Ammonites of the Subfamily Arctocephalitinae Meledina”, *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2021, vol. 29, pp. 742–755) on the correlation of these sections, as well as the comments made in the same article on the results of our research, are critically reviewed. The correlation model based on the stratohypses of the top of the Arcticoceras-bearing sandstone horizon, constructed by the opponents relative to four marks of the water’s edge, turned out to be factually unfounded and methodologically unjustified. Arguments against this model are as follows: the low efficiency of the interpolation method on a small sample size when constructing the riverbed dip profile under conditions of intensive meandering of the Dreshchanka River on the floodplain terrace; ignoring the geomorphological situation as a whole; the irrelevance of the topographic map of the 1999 edition; the underestimation of the variability of the low-water position of the water’s edge in different years due to changes in the amount of precipitation.

Keywords: Upper Bajocian, Lower Bathonian, stratigraphy, Pechorian North

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 30, 2022

DOI: 10.31857/S0869592X23010076, EDN: JNCNVG

	№	Стр.
<i>А.Р. Агатова, Р.К. Непон, П. Моска, Б.Л. Никитенко</i> К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков?	6	87–108
<i>Т.В. Алексеева, В.В. Малышев, А.О. Алексеев</i> Палеопочвы как маркеры стратиграфических несогласий в верхневизейских отложениях разреза Мстихино, Калужская область: геохимия, минералогия, биогенные структуры	6	21–45
<i>В.Г. Ганелин</i> Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии	5	3–45
<i>Ю.Б. Гладенков</i> Ильинский горизонт среднего миоцена Западной Камчатки, сообщества моллюсков и палеобиогеографические реконструкции	5	99–110
<i>Ю.Б. Гладенков</i> Стратиграфический кодекс России и определение понятия “стратиграфия”	6	109–112
<i>Л.А. Глинских, Е.М. Тесакова, В.Б. Сельцер</i> О биостратиграфии нижнего–среднего келловая Саратовского Поволжья по микрофауне	2	60–70
<i>Е.Ю. Голубкова, О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, Е.А. Кушим, Т.В. Воскобойникова, М.О. Силиванов</i> Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скв. Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь	6	3–20
<i>И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, И.М. Васильева, Г.В. Константинова, Е.О. Дубинина, Г.В. Липенков, Н.Г. Ризванова</i> Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хеомстратиграфии и геохронологии	4	22–51
<i>К.А. Дубкова, С.Б. Шишлов, А.Б. Кузнецов, Ф.А. Триколиди</i> История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма	6	46–66
<i>О.Г. Занина, Д.А. Лопатина, Я.С. Овсепян, С.А. Кузьмина, А.Ю. Степанова, Е.Е. Талденкова, Т.А. Вишинецкая, Е.М. Ривкина</i> Развитие природной среды на мысе Малый Чукочий (Колымская низменность) в среднем–позднем неоплейстоцене: реконструкция по микропалеонтологическим данным	1	94–114
<i>О.Г. Занина, Д.А. Лопатина</i> Биоиндикаторы условий формирования верхнеоплейстоценовых каргинских и сартанских отложений Колымской низменности и особенности их тафономии при многократном воздействии криогенных факторов	5	111–128
<i>В.А. Захаров</i> Род <i>Buchia</i> (<i>Bivalvia</i>) в нижнем мелу Северного Кавказа, Закавказья и Камчатки	3	90–100
<i>Н.Г. Изох, Б.М. Попов, Е.С. Соболев, Т.А. Щербаненко</i> Новые данные по биостратиграфии среднего девона Салаира, Юго-Западная Сибирь	2	3–38
<i>И.В. Кряжева, Д.В. Пономарев, Ю.В. Голубева</i> Изменения фаунистических и флористических ассоциаций Печорского Урала с конца среднего валдая до позднего голоцена	6	67–86

	№	Стр.
<i>Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, А.М. Никишин, А.В. Страшко, А.А. Колесникова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов, А.С. Новикова, Д.В. Московский</i> Источники сноса для верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U—Th—Pb изотопного датирования зерен детритового циркона	4	52—75
<i>О.А. Лутиков, Б.Н. Шурыгин, В.В. Сапьяник, А.Н. Алейников, А.С. Алифиров</i> Новые данные по стратиграфии юрских (плинсбах-ааленских) отложений района мыса Цветкова, Восточный Таймыр	1	69—93
<i>А.В. Маслов, А.Б. Кузнецов, А.Ю. Крамчанинов, Л.В. Шпакович, Э.З. Гареев, В.Н. Подковыров, С.Г. Ковалев</i> Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm—Nd изотопно-геохимических исследований	1	33—54
<i>А.В. Маслов, В.Н. Подковыров</i> Источники тонкой алюмосиликокластики для венд-нижнекембрийских отложений Подольского Приднестровья: синтез литогеохимических данных	3	3—24
<i>М.Г. Моисеева, А.Б. Герман, А.Б. Соколова</i> Стратиграфическое положение и состав аянкинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России	4	76—99
<i>Т.А. Мыскова, П.А. Львов</i> Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Сфекофеннским блоком: состав, возраст, происхождение	1	3—32
<i>Т.В. Орешкина</i> Диатомовые водоросли и силикофлагеллаты раннего эоцена Преддонецкой моноклинали (Русская плита): биостратиграфические и палеогеографические аспекты	3	101—116
<i>Е.М. Первушов, И.П. Рябов, В.Б. Сельцер, И. Валащик, Е.А. Калякин, А.А. Гужикова, Е.И. Ильинский, Д.В. Худяков</i> Верхнемеловые отложения Вольской структурной зоны Восточно-Европейской платформы: турон—нижний кампан разреза Коммунар. Статья 1. Описание разреза, бентосные фораминиферы, магнитостратиграфия	2	101—124
<i>Е.М. Первушов, И.П. Рябов, В.Б. Сельцер, И. Валащик, Е.А. Калякин, А.А. Гужикова, Е.И. Ильинский, Д.В. Худяков</i> Верхнемеловые отложения Вольской структурной зоны Восточно-Европейской платформы: турон—нижний кампан разреза Коммунар. Статья 2. Макрофаунистическая характеристика, выводы	3	62—89
<i>П.Ю. Петров, Н.Г. Воробьева</i> Представители миаохенской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири	1	55—68
<i>Е.Б. Пещевицкая, А.В. Лидская, Ю.И. Ростовцева</i> Киммеридж-волжские палинологические комплексы разреза Еганово (Московская область) и возможности их использования для биостратиграфии, корреляции и фациального анализа	2	71—100
<i>С.В. Попов, Г.Н. Александрова, А.А. Воронина, Н.И. Запорожец, Л.А. Головина, К.П. Кошва</i> Палеонтологическая и литологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего миоцена Восточного Паратетиса (Картлийская депрессия, Грузия)	5	75—98
<i>Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов</i> Возраст и геодинамическая обстановка формирования нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна, Монголо-Охотский складчатый пояс	3	25—40

	№	Стр.
<i>В.Г. Трифонов, Х. Хессами, С.В. Попов, Е.А. Зеленин, Я.И. Трихунков, П.Д. Фролов, Л.А. Головина, А.Н. Симакова, А. Рашиди, А.В. Латышев</i> Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнитостратиграфическим данным	4	100–120
<i>В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, Ю.С. Егорова</i> Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Карельской провинции: геология, геохимия, этапы и условия образования	4	3–21
<i>С.В. Щепетов</i> К вопросу об аянкинской флоре из верхнего мела Северо-Востока России	6	113–120
<i>В.Г. Эдер, С.В. Рыжкова, О.С. Дзюба, А.Г. Замирайлова</i> Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения	5	46–74
<i>Е.В. Яковишина, С.И. Бордунов, Л.Ф. Копаевич, Д.А. Нетреба, Е.А. Краснова</i> Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа	3	41–61
<i>Ю.В. Яшунский, А.С. Алексеев, Б.А. Сахаров, Б.Б. Шкурский, С.А. Новикова, И.А. Новиков, А.В. Федоров, С.В. Гришин</i> Следы катастрофических вулканических извержений в московском ярусе (средний пенсильваний, карбон) центральной части Восточно-Европейской платформы	2	39–59
Памяти А.И. Жамойды (1921–2021)	1	118–120